

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

**ANALYSE DES SIMULATIONS DU MRCC5 DANS LE CADRE  
DE L'EXPÉRIENCE CORDEX SUR LE DOMAINE ARCTIQUE  
AVEC CORRECTION EMPIRIQUE DES CONDITIONS DES  
TEMPÉRATURES DE LA MER SIMULÉES**

**PAR UN MCGC**

**MÉMOIRE PRÉSENTÉ  
COMME EXIGENCE PARTIELLE  
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE L'ATMOSPHÈRE**

**PAR  
MARYAM TAKHSHA**

**AVRIL 2017**

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL  
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

## REMERCIEMENTS

Tout d'abord, je tiens à remercier sincèrement mon directeur de recherche, le professeur René Laprise, pour sa grande disponibilité, ses idées originales, son soutien et ses nombreux conseils, ainsi que mon codirecteur, Philippe Lucas-Picher, pour tout le temps qu'il a investi afin de répondre à mes nombreuses questions avec patience, ses commentaires et son appui.

Je remercie également Oumarou Nikiema et Katja Winger pour leurs réponses à mes questions, et Leticia Hernandez Diaz pour ses encouragements, ainsi que mes collègues pour leur aide dans un nouveau pays. Je voudrais dire merci à tous mes professeurs à l'UQAM pour leur enseignement des sciences de l'atmosphère et de la météorologie, et aussi tous les employés du Centre ESCER.

J'aimerais ajouter un merci spécial à mon défunt père et à ma mère. Pour finir un grand merci au réseau de centres d'excellence du Canada « *Marine Environmental Observation, Prediction and Response Network* » (MEOPAR) et à Ouranos pour leur soutien financier.

## TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS.....	II
LISTE DES FIGURES .....	IV
LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES .....	IX
LISTE DES SYMBOLES.....	XIII
RÉSUMÉ .....	XV
INTRODUCTION .....	1
CHAPITRE I ANALYSE DES SIMULATIONS DU MRCC5 DANS LA CADRE DE L'EXPÉRIENCE CORDEX SUR LE DOMAINE ARCTIQUE AVEC CORRECTION EMPIRIQUE DES CONDITIONS DES TEMPÉRATURES DE LA MER SIMULÉES PAR MCGC .....	16
1.1 Introduction .....	19
1.2 Methodology.....	23
1.2.1 The spectral nudging for hindcast simulations .....	23
1.2.2 The empirical correction of SSTs for GCM-driven simulations and projections .....	23
1.2.3 Model description .....	26
1.2.4 Configurations of the CRCM5 simulations .....	28
1.3 Hindcast climate simulations driven by reanalyses .....	29
1.4 Historical climate simulations driven by GCM .....	30
1.5 Climate change projections.....	32
1.6 Summary and conclusions .....	35
FIGURES.....	39
CONCLUSION .....	58
ANNEXE A.....	64
RÉFÉRENCES .....	99



## LISTE DES FIGURES

Figure		Page
1	Les frontières de l'Arctique, tiré de la page web <a href="http://www.athropolis.com/graphics/arcticmap4-new.gif">http://www.athropolis.com/graphics/arcticmap4-new.gif</a> .....	13
2	Diagramme du jour à Longyaerbyen tiré de la page web <a href="http://www.jeanlouisetienne.com/poleairship/images/encyclo/imprimer/11.htm">http://www.jeanlouisetienne.com/poleairship/images/encyclo/imprimer/11.htm</a> ...	14
3	Le biais annuel moyen (sur la période 1900-2005) du TSM (°C), moyenné pour 22 MCGC du CMIP5 et base de données d'observation ERSST. Les points indiquent que plus de 82% des simulations ont le même signe. Les boîtes montrent les régions avec le biais très grand( Wang et al. 2014).....	15
1.1	Flowchart of the 3-step Dynamical Downscaling approach. Note that while in the AGCM and RCM sea-ice concentration (SIC) and sea-surface temperature (SST) are specified, sea-ice thickness and sea-ice temperature are calculated (taken from HD 2016). The abbreviation Oc. Sfc stands for Ocean Surface.....	39
1.2	CORDEX-Arctic domain for the 0.44° CRCM5 simulation, including the 10 grid point semi-Lagrangian halo and the 10 grid point Davies sponge zone; only every 10 <sup>th</sup> grid box are displayed.....	40
1.3	Left column: Spring mean sea level pressure (hPa) for the 1981-2010 period, from ERA-Interim, CRCM5 without and with large-scale spectral nudging (SN). Right column: Differences between CRCM5 without and with SN with ERA-Interim...	41
1.4	As Figure 1.3, but for autumn.....	42
1.5	DJF 2-meter temperature (°C) averaged over 1981-2010. In the 1 <sup>st</sup> column, observational data from ERA-Interim, CRU and UDEL (2 <sup>nd</sup> to 4 <sup>th</sup> rows, respectively). In the top row, CRCM5 simulations without SN and with SN (2 <sup>nd</sup> and 3 <sup>rd</sup> columns, respectively). The other panels show the differences between the simulation shown in the top row and the reference dataset in the 1 <sup>st</sup> column.....	43
1.6	As figure 1.5, but for JJA.....	44
1.7	DJF precipitation (mm/day) averaged over 1981-2010. In the 1 <sup>st</sup> column, observational data from GPCP, CRU and UDEL (2 <sup>nd</sup> to 4 <sup>th</sup> rows, respectively). In the top row, CRCM5 simulations without SN and with SN (2 <sup>nd</sup> and 3 <sup>rd</sup> columns, respectively). The other panels show the differences between the simulation shown in the top row and the reference dataset in the 1 <sup>st</sup> column.....	45
1.8	As figure 1.7, but for JJA.....	46
1.9	DJF SST averaged over 1981-2010, as simulated by CRCM5/ERA (1 <sup>st</sup> row), CRCM5/CGCM (2 <sup>nd</sup> row), CRCM5/AGCM_e (3 <sup>rd</sup> row), in the 1 <sup>st</sup> column. The	

	corresponding differences with ERA-Interim are shown in the 2 <sup>nd</sup> column.....	47
1.10	As figure 1.9, but for JJA.....	48
1.11	DJF T2m averaged over 1981-2010, from the references in the 1 <sup>st</sup> row as ERA-Interim (1 <sup>st</sup> column), CRU (2 <sup>nd</sup> column) and UDEL (3 <sup>rd</sup> column). The biases of CGCM (2 <sup>nd</sup> row), CRCM5/CGCM (3 <sup>rd</sup> row), CRCM5/AGCM_e (4 <sup>th</sup> row) and CRCM5/ERA in (5 <sup>th</sup> row) with every reference are shown in the corresponding column.....	49
1.12	As figure 1.11, but for JJA.....	50
1.13	In the top row, DJF precipitation (mm/day) averaged over 1981-2010, from three references: GPCP (1 <sup>st</sup> column), CRU (2 <sup>nd</sup> column) and UDEL (3 <sup>rd</sup> column). The biases of CGCM (2 <sup>nd</sup> row), CRCM5/CGCM (3 <sup>rd</sup> row), CRCM5/AGCM_e (4 <sup>th</sup> row) and CRCM5/ERA (5 <sup>th</sup> row) with every reference are shown in the corresponding column.....	51
1.14	As figure 1.13, but for JJA.....	52
1.15	Seasonal mean sea-ice concentration (SIC) for the future period 2071-2100, projected by CRCM5/AGCM_e (1 <sup>st</sup> column), for winter, spring, summer and autumn (in 1 <sup>st</sup> to 4 <sup>th</sup> rows, respectively). The 2 <sup>nd</sup> column shows the corresponding SIC changes (2071-2100) – (1981-2010).....	53
1.16	Seasonal mean SST changes (2071-2100) – (1981-2010) projected by CRCM5/CGCM (1 <sup>st</sup> column) and by CRCM5/AGCM_e (2 <sup>nd</sup> column), for winter, spring, summer and autumn (in 1 <sup>st</sup> to 4 <sup>th</sup> s, respectively).....	54
1.17	Projected changes (2071-2100) – (1981-2010) for T2m by CGCM (1 <sup>st</sup> row), CRCM5/CGCM (2 <sup>nd</sup> row), CRCM5/AGCM_e (3 <sup>rd</sup> row). The first column is specified for winter and the second, third and last are specified for spring, summer and autumn respectively.....	55
1.18	Projected changes (2071-2100) – (1981-2010) for precipitation by CGCM (1 <sup>st</sup> row), CRCM5/CGCM (2 <sup>nd</sup> row), CRCM5/AGCM_e (3 <sup>rd</sup> row). The first column is specified for winter and the second for summer.....	56
1.19	As figure 1.18, but for relative change (%).....	57
A.1	Pression au niveau moyen de la mer (hPa) en été pour la période 1981-2010, de ERA-Interim, MRCC5 sans et avec pilotage spectral des grandes échelles (PS) (colonne de gauche). Les différences entre MRCC5 sans et avec PS et ERA-Interim sont montrées dans la colonne de droite.....	65
A.2	Comme la figure A.1, mais pour l'hiver.....	66
A.3	Température à 2 mètres (°C) au printemps, moyenné sur la période 1981-2010. Dans la première colonne, les données ERA-Interim, CRU et UDEL (de la deuxième à la quatrième ligne, respectivement). Sur la première ligne, les simulations du MRCC5 sans et avec PS (les deuxième et troisième colonnes, respectivement). Les autres panneaux montrent les différences entre la simulation montrée dans la première ligne et base de données de référence dans la première	

	colonne.....	67
A.4	Comme la figure A.3, mais pour l'automne.....	68
A.5	La précipitation (mm/jour) au printemps moyennée sur la période 1981-2010. Dans la première colonne, les données d'observation du GPCP, CRU et UDEL (de la deuxième à la quatrième ligne, respectivement). Sur la première ligne, les simulations du MRCC5 sans et avec PS (les deuxième et troisième colonnes, respectivement). Les autres panneaux montrent les différences entre la simulation de la première ligne et la base de données de référence dans la première colonne.	69
A.6	Comme la figure A.5, mais pour l'automne.....	70
A.7	La température de la surface de la mer au printemps moyennée sur 1981-2010, simulée par MRCC5/ERA (1 <sup>re</sup> ligne), MRCC5/MCGC (2 <sup>e</sup> ligne), MRCC5/MCGA_e (3 <sup>e</sup> ligne), dans la première colonne. Les différences correspondantes avec ERA-Interim sont indiquées dans la deuxième colonne.....	71
A.8	Comme la figure A.7, mais en automne.....	72
A.9	Le biais de la pression au niveau moyen de la mer (PNM) par rapport à ERA, pour MCGC (1 <sup>re</sup> ligne), MRCC5/MCGC (2 <sup>e</sup> ligne), et MRCC5/MCGA_e (3 <sup>e</sup> ligne), pour la période 1981-2010 pour chaque saison.....	73
A.10	Le biais de la pression au niveau moyen de la mer (PNM) par rapport à ERA, pour MCGC (1 <sup>re</sup> ligne), MCGA_u (2 <sup>e</sup> ligne), et MCGA_e (3 <sup>e</sup> ligne), pour la période 1979-2005 pour chaque saison.....	74
A.11	Température à 2 mètres au printemps moyennée sur la période 1981-2010. Les références sont dans la première ligne ERA-Interim (1 <sup>re</sup> colonne), CRU (2 <sup>e</sup> colonne) et UDEL (3 <sup>e</sup> colonne). Les biais des MCGC (2 <sup>e</sup> ligne), MRCC5/MCGC (3 <sup>e</sup> ligne), MRCC5/MCGA_e (4 <sup>e</sup> ligne) et MRCC5/ERA-Interim (5 <sup>e</sup> ligne) avec chaque référence sont représentées dans la colonne correspondante.....	75
A.12	Comme la figure A.11, mais pour l'automne.....	76
A.13	Précipitation (mm/jour) au printemps moyennée sur la période 1981-2010. Les références sont dans la première ligne : GPCP (1 <sup>re</sup> colonne), CRU (2 <sup>e</sup> colonne) et UDEL (3 <sup>e</sup> colonne). Les biais du MCGC (2 <sup>e</sup> ligne), MRCC5/MCGC (3 <sup>e</sup> ligne), MRCC5/MCGA_e (4 <sup>e</sup> ligne) et MRCC5/ERA-Interim (5 <sup>e</sup> ligne) avec chaque référence sont représentés dans la colonne correspondante.....	77
A.14	Comme la figure A.13, mais pour l'automne.....	78
A.15	La concentration moyenne de la glace de mer (SIC) pour la période future 2041-2070, projetée par MRCC5/MCGA_e (première ligne), pour l'hiver, le printemps, l'été et l'automne (de la première à la quatrième ligne, respectivement). La deuxième colonne montre les changements du SIC entre les périodes (2041-2070) et (1981-2010) pour les saisons correspondantes.....	79
A.16	Comme la figure A.15, mais pour MRCC5/MCGC.....	80

A.17	Comme la figure A.16, mais pour la période 2071-2100.....	81
A.18	Différence entre les périodes (2041-2070) et (1981-2010) de la température de la surface de la mer pour le MRCC5/MCGC (première colonne) et pour MRCC5/MCGA_e (seconde colonne), pour l'hiver, le printemps, l'été et l'automne (de la première à la quatrième ligne, respectivement).....	82
A.19	Différence entre les périodes (2041-2070) et (1981-2010) pour la température de la surface à 2 mètres par MCGC (1 <sup>re</sup> ligne), MRCC5/MCGC (2 <sup>e</sup> ligne), MRCC5/MCGA_e (3 <sup>e</sup> ligne). La première colonne est pour l'hiver et la deuxième, la troisième et la dernière sont pour le printemps, l'été et l'automne respectivement .....	83
A.20	Différence entre les périodes (2071-2100) et (1981-2010) pour la précipitation par MCGC (1 <sup>re</sup> ligne), MRCC5/MCGC (2 <sup>e</sup> ligne), MRCC5/MCGA_e (3 <sup>e</sup> ligne). La première colonne est pour le printemps et la seconde pour l'automne.....	84
A.21	Différence entre les périodes (2041-2070) et (1981-2010) pour la précipitation par MCGC (1 <sup>re</sup> ligne), MRCC5/MCGC (2 <sup>e</sup> ligne), MRCC5/MCGA_e (3 <sup>e</sup> ligne). La première colonne est pour le printemps et la seconde pour l'automne.....	85
A.22	Comme la figure A.21, mais pour l'hiver et l'été.....	86
A.23	Différence relative entre les périodes (2071-2100) et (1981-2010) pour la précipitation pour le printemps et l'automne.....	87
A.24	Différence entre les périodes (2041-2070) et (1981-2010) pour la pression au niveau moyen de la mer (PNM) pour MCGC (1 <sup>re</sup> ligne), MRCC5/MCGC (2 <sup>e</sup> ligne), MRCC5/MCGA_e (3 <sup>e</sup> ligne). La première colonne est pour l'hiver et la deuxième, la troisième et la dernière sont pour le printemps, l'été et l'automne, respectivement.....	88
A.25	Comme la figure A.24 mais pour la future éloignée (2071-2100) – (1981-2010)...	89
A.26	La variabilité transitoires pour la période 1981-2010 par ERA (1 <sup>re</sup> ligne), MRCC5/ERA (2 <sup>e</sup> ligne) et MRCC5(PS)/ERA (3 <sup>e</sup> ligne).....	90
A.27	La variabilité transitoires par MCGA_e pour la période 1981-2010 (1 <sup>re</sup> ligne), le futur proche (2041-2070) (2 <sup>e</sup> ligne) et le futur éloigné (2071-2100) (3 <sup>e</sup> ligne).....	91
A.28	Le biais de la variabilité transitoire avec ERA par MRCC5/ERA (1 <sup>re</sup> ligne), MRCC5(PS)/ERA (2 <sup>e</sup> ligne), MCGC (3 <sup>e</sup> ligne), MRCC5/MCGC (4 <sup>e</sup> ligne) et MRCC5/MCGA_e (5 <sup>e</sup> ligne), pour la période 1981-2010.....	92
A.29	Différence entre les périodes (2041-2070) et (1971-2000) de la variabilité transitoire pour MCGC (1 <sup>re</sup> ligne), MRCC5/MCGC (2 <sup>e</sup> ligne), et MRCC5/MCGA_e (3 <sup>e</sup> ligne).....	93
A.30	Comme la figure A.29 mais pour la période future 2071-2100.....	94
A.31	La hauteur du géopotential à 500 hPa pour ERA (1 <sup>re</sup> ligne), MRCC5/ERA (2 <sup>e</sup> ligne), et MRCC5(PS)/ERA (3 <sup>e</sup> ligne), pour la période 1981-2010.....	95

A.32	La hauteur du géopotential à 500 hPa par MCGC (1re ligne), MRCC5/MCGC (2 <sup>e</sup> ligne), et MRCC5/MCGA_e (3 <sup>e</sup> ligne), pour la période 1981-2010.....	96
A.33	Le changement projeté de la hauteur du géopotential à 500 hPa pour la période 2041-2070.....	97
A.34	Comme la figure A.33 mais pour la période 2071-2100.....	98

## LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

<b>1-D</b>	Une dimension
<b>2-m Temperature</b>	2-meter Temperature
<b>ACIA</b>	Arctic Climate Impact Assessment
<b>AGCM</b>	Atmospheric General Circulation Model
<b>AGCM_e</b>	_e stands for empirically (empiriquement)
<b>AGCM_u</b>	_u stands for uncorrected (non corrigé)
<b>ARCMIP</b>	Arctic Regional Climate Model Intercomparison Project
<b>BC</b>	Boundary conditions
<b>c.à.d</b>	c'est-à-dire
<b>CC</b>	Climate Change (Changement Climatique)
<b>CCAR</b>	Climate Change and Atmospheric Research
<b>CF</b>	Conditions aux Frontières
<b>CFI</b>	Canada Foundation for Innovation
<b>CGCM</b>	Coupled Global Climate Model
<b>CLASS</b>	Canadian Land Surface Scheme
<b>CMIP5</b>	Coupled Model Intercomparison Project phase 5
<b>CNRCWP</b>	Canadian Network for Regional Climate and Weather Processes
<b>CO<sub>2</sub></b>	Dioxyde de Carbone

<b>CORDEX</b>	COordinated Regional climate Downscaling EXperiment
<b>CRCM5</b>	Canadian Regional Climate Model, version 5
<b>CRU</b>	Climate Research Unit
<b>DD</b>	Dynamical Downscaling
<b>DJF</b>	December-January-February
<b>ERA-Interim</b>	Interim reanalysis project at ECMWF
<b>ECMWF</b>	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
<b>ERSST</b>	Extended Reconstructed Sea Surface Temperature
<b>ESCER</b>	Centre pour l'Étude et la Simulation du Climat à l'Échelle Régionale
<b>e.g.</b>	<i>exempli gratia</i> , for example
<b>FLake</b>	Freshwater Lake model
<b>FRQ-NT</b>	Fonds de recherche du Québec - Nature et technologies
<b>GCM</b>	General Circulation Model
<b>GEM</b>	Global Environmental Multiscale model
<b>GPCP</b>	Global Precipitation Climatology Project
<b>HD16</b>	Article de Hernández-Díaz et al. (2016)
<b>IPCC</b>	Intergovernmental Panel on Climate Change
<b>JJA</b>	June-July-August
<b>MAM</b>	March-April-May
<b>LBC</b>	Lateral Boundary Conditions
<b>MCGA</b>	Modèle Climatique Global Atmosphérique
<b>MCGAO</b>	Modèles Climatique Global Atmosphère-Océan

<b>MCGC</b>	Modèle Climatique Global Couplé
<b>MCGC1</b>	la première génération des Modèles Climatiques Globaux Couplés
<b>MEOPAR</b>	Marine Environmental Observation, Prediction and Response
<b>MPI-ESM-LR</b>	Earth System model of the <i>Max-Planck-Institut für Meteorologie</i> (Low Resolution)
<b>MRC</b>	Modèle Régional du Climat
<b>MRCC5</b>	Modèle Régional Canadien du Climat, version 5
<b>MSLP</b>	Mean Sea Level Pressure
<b>NASA</b>	National Aeronautics and Space Administration
<b>NCE</b>	Networks of Centres of Excellence
<b>NSERC</b>	Natural Sciences and Engineering Research Council
<b>PNM</b>	pression au niveau moyen de la mer
<b>PS</b>	Pilotage Spectral
<b>RCP</b>	Representative Concentration Pathway
<b>RMGA</b>	Réseau de Médecine Génétique Appliquée
<b>SIC</b>	Sea Ice Concentration
<b>SON</b>	September-October-November
<b>SN</b>	Spectral Nudging
<b>SSC</b>	Sea Surface Conditions
<b>SST</b>	Sea Surface Temperature
<b>T2m</b>	Température à 2 mètres, 2-meter Temperature
<b>TSM</b>	Température de Surface de la Mer
<b>UDEL</b>	University of Delaware



**UQAM**

Université du Québec À Montréal

**US CLIVAR**

United States Climate Variability and Predictability Program

## LISTE DES SYMBOLES

%	Percentage
°C	degré Celsius
K	Kelvin
hPa	hectopascal
mm	millimètre
mm/day	millimeter per day
mm/jour	millimètre par jour
m	mètre (meter)
km	kilometer
U	Wind component in x-direction
V	Wind component in y-direction
°	Degrees of latitude and longitude
N	North
g/Kg	gramme par Kilogram
$\sigma$	la constante de Stefan-Boltzmann
$W m^{-2} K^{-4}$	Watts per metre square per Kelvin raised to power four
h	Six-hourly data
m	month

$d$	day
$y$	year
$\psi_G(h, d, m, y)$	Archive of historical CGCM-simulated SST
$\psi_A(h, d, m, y)$	Analysed SST
$\psi'(h, d, m, y)$	Bias-corrected SST
$B(h, d, m)$	Historical bias
$\overline{\phantom{x}}_{y_H}$	Mean over some historical period

## RÉSUMÉ

Cette étude porte sur l'évaluation de la cinquième génération du Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC5) sur le domaine Arctique dans la cadre de l'expérience CORDEX. Les simulations climatiques régionales historiques pilotées par des réanalyses et par le modèle climatique global couplé MPI-ESM-MR (MCGC) et les projections futures ont été réalisées avec le scénario RCP8.5. Le MRCC5 simule adéquatement les caractéristiques générales de la pression au niveau moyen de la mer (PNM) pour toutes les saisons. L'évaluation de la température à 2 mètres (T2m) et de la précipitation est plus problématique en raison des incohérences entre les bases de données d'observation de référence sur l'Arctique qui souffrent d'une distribution clairsemée des stations météorologiques. Une étude de l'effet du pilotage spectral (PS) des grandes échelles sur les simulations rétrospectives pilotées par les réanalyses a été effectuée; l'étude montre que le PS est efficace pour réduire le biais de la PNM au printemps, mais il a peu d'impact pour les autres saisons.

Une autre expérience a été effectuée pour laquelle la température de surface de la mer simulée par le MCGC (TSM) est corrigée empiriquement et utilisée comme condition à la frontière inférieure océanique pour une simulation globale atmosphérique (MCGA), qui fournit à son tour les conditions aux frontières latérales atmosphériques pour piloter le MRCC5. Cette approche appelée réduction d'échelle dynamique en 3 étapes (MCGC-MCGA-MRC) a considérablement amélioré les simulations historiques du MRCC5 sur l'Afrique, mais son effet sur le domaine de l'Arctique a été moins marqué. L'effet positif le plus important sur l'Arctique est une réduction du biais de la T2m sur l'Océan Pacifique Nord et l'Océan Atlantique Nord pour toutes les saisons. Les projections futures utilisant cette méthode ont été comparées avec les résultats obtenus avec la méthode traditionnelle de réduction d'échelle dynamique en 2 étapes (MCGC-MRC) afin d'évaluer l'impact de la correction du biais systématique de la TSM sur les projections futures. Les projections futures pour les deux méthodes sont semblables, à l'exception de la précipitation, qui est projetée à diminuer en été par la méthode en 3 étapes et à augmenter avec la méthode en 2 étapes.

**MOTS-CLÉS:** modélisation régionale du climat, MRCC5, CORDEX, projections des changements climatiques, climat de l'Arctique, réduction d'échelle dynamique, correction du biais de la température de la surface de la mer.

## INTRODUCTION

Il n'existe pas de convention définitive concernant les frontières de l'Arctique. Il existe plusieurs définitions de cette région selon des différents points de vue astronomique, botanique, océanographique et climatologique. Un des critères le plus fréquemment utilisé a été proposé par Supan (1879), la région dont la température moyenne du mois le plus chaud est 10°C. Nordenskjöld en 1928 a modifié cette définition, selon lui l'Arctique comprend les régions où la température du mois le plus chaud va de 9°C (lorsque la température du mois le plus froid est de 0°C) à 13°C (lorsque la température du mois le plus froid est de -40°C). Selon une autre définition, l'Arctique (Figure 1) est simplement la région au nord du cercle polaire (à 66.6°N de latitude).

L'océan Arctique, qui occupe environ 14 millions de km<sup>2</sup>, forme la majeure partie de l'Arctique. Plusieurs mers régionales constituent l'océan Arctique ; pour ne citer que quelques-unes, la Mer de Barents, la Mer de Chukchi et la Mer de Kara. Les rivières, lacs, glaciers, le pergélisol et les zones humides sont les autres caractéristiques géographiques de l'Arctique. Les terres de l'Arctique se composent de l'Amérique du Nord, du Groenland et de l'ensemble euro-asiatique.

L'Arctique a beaucoup de caractéristiques uniques qui font que cette région est si différente des autres parties du globe.

### **Lumière du soleil**

La caractéristique la plus inhabituelle de l'Arctique est l'ensoleillement continu pendant les mois d'été (le soleil ne se couche pas) et l'obscurité continue pour les mois d'hiver (nuit polaire quand le soleil ne se lève pas). Au pôle Nord, il y a six mois de jour et six mois de nuit (Figure 2). Le nombre de jours de 24 heures de clarté

continue diminue vers les latitudes méridionales. Au niveau du cercle polaire, il n'y a qu'un jour avec une clarté continue.

### **Glace de mer et la neige**

L'océan Arctique est couvert d'amas de glaces polaires toute l'année. La neige et la glace couvrent aussi les terrains environnants. Les surfaces claires et lisses comme la glace et la neige ont un albédo plus élevé (plus de lumière est réfléchi). Bien que le flux solaire qui atteint le sommet de l'atmosphère polaire arctique soit plus élevé qu'à l'équateur, la quantité d'énergie absorbée par la surface de l'Arctique est plus faible que les autres régions du monde à cause de l'albédo élevé de la neige et de la glace. La neige et la glace de mer agissent aussi comme une couverture isolante qui réduit le transport de la chaleur entre l'atmosphère et la surface terrestre ou entre l'atmosphère et l'eau sous la neige et la glace de mer.

La chaleur latente de changement de phase (fusion et congélation) constitue une autre caractéristique de la glace de mer qui joue un rôle important dans le climat polaire arctique. Cette propriété peut altérer le cycle saisonnier de variation des températures et modifier aussi la salinité (augmentation de la salinité de l'eau lors de la congélation et diminution de la salinité de l'eau à cause de l'eau douce provenant de la fonte de la glace).

### **Groenland**

L'inlandsis groenlandais est la plus grande masse glaciaire (1.71 millions de km<sup>2</sup>) dans l'hémisphère nord. Si toute la calotte glaciaire du Groenland fondait, cela entraînerait une augmentation du niveau de la mer d'environ sept mètres (Dowdeswell 2006).

### **Inversion de température**

Durant l'hiver arctique, il y a peu de rayonnement solaire incident. Toutefois, le rayonnement émis par la surface couverte de neige est continu, avec une émissivité

élevée. Cela conduit à une perte d'énergie qui est supérieure au gain provenant du rayonnement solaire. En présence d'un tel déséquilibre, la surface se refroidit par radiation et l'atmosphère se réchauffe, donc une inversion se forme (c.à.d. la température augmente avec l'altitude) (Przybylak 2003). Il y a d'autres mécanismes qui pourraient être responsables en produisant ce phénomène compliqué comme l'advection d'air chaud sur une surface froide et la subsidence (Vihma et al. 2011).

### **Pergélisol**

L'Arctique est représenté essentiellement par le pergélisol (sol gelé durant au moins deux années consécutives). Entre le pergélisol et la surface, on trouve une couche active de sol (la couche supérieure) qui fond en été et gèle en hiver.

### **La température de l'air à la surface**

La température de l'air à 2 mètres a une grande variabilité selon l'endroit et la saison dans cette région. Durant le mois de janvier, la température peut atteindre -40°C en Sibérie et en juillet sur les zones non enneigées, la température peut augmenter jusqu'à 20°C. En été, la température de l'océan Arctique demeure près du point de fusion en présence de la glace fondante.

### **L'humidité**

L'humidité est très basse dans l'atmosphère de l'Arctique, particulièrement pendant l'hiver en raison des températures basses. L'humidité spécifique moyenne près de la surface pour des latitudes supérieures de 70°N est d'environ 1 g/kg en hiver et 4 g/kg en été. L'eau précipitable est à son niveau maximal en juillet (environ 14 mm) tandis que la moyenne mondiale annuelle est d'environ 25 mm (Serreze et Barry 2005).

### **Les nuages**

La classification des nuages de l'Arctique a toujours été problématique en raison d'un manque de données d'observation précises. Il n'y a pas suffisamment de

mesures in situ. De plus, pendant la longue nuit polaire, l'observation des nuages est difficile.

Dans le cas des données de satellites, la détection des nuages est toujours problématique. Les mesures des satellites passifs combinent les mesures dans les longueurs d'onde visibles et infrarouges. Le principal problème consiste à distinguer les nuages de la couverture nuageuse et de la glace. Dans les longueurs d'onde du visible, les deux ont la même réflectivité, et dans les longueurs d'onde de l'infrarouge, leur température n'est pas très différente à cause de l'inversion de température dans l'Arctique (Serreze et Barry 2005, Liu et al. 2010).

Les satellites actifs plus récente, Cloudsat avec un radar à ondes millimétriques et Calipso avec le lidar nuages-aérosols, indiquent une certaine amélioration de la de détection des nuages de l'Arctique mais les nuages bas et ténus encore restent difficile à détecter (Chan et Comiso 2011).

De façon générale, tous les types de nuages des basses latitudes peuvent exister dans l'Arctique, mais il y quatre type de nuages qui se forment uniquement dans les conditions atmosphériques de l'Arctique selon Schnell et al. (1989). Voici ces quatre types de nuage :

- 1- Une importante couverture de nuages bas en été avec des couches multiples.
- 2- Des nuages en phase mixte dans la couche limite (eau liquide et glace) pendant les saisons de transition.
- 3- Des nuages de cristaux de glace de plus bas niveau et "ciel clair" avec précipitation de cristaux de glace (la poussière de diamant) dans la couche limite stable hivernale.
- 4- Des panaches de cristaux de glace émanant de canaux qui s'ouvrent dans la glace de mer en hiver.



En dehors de la région atlantique qui est couverte de nuages durant presque toute l'année, sur les autres parties, particulièrement au-dessus de l'océan Arctique central, les nuages sont saisonniers, avec une plus faible étendue en hiver comparativement à l'été.

### **Précipitation**

La précipitation en Arctique varie beaucoup d'une saison et d'une région à l'autre, mais la quantité de précipitations annuelle est très faible par rapport aux latitudes plus basses. La précipitation nette annuelle est habituellement environ 150-300 mm sur la terre, la quantité minimale de précipitation étant observée sur l'Océan Arctique (150-200 mm) et le maximum avec plus de 1 000 mm est près de l'Islande. La précipitation a surtout son maximum en été, en dehors du secteur Atlantique qui reçoit le maximum de précipitation en hiver (Serreze et Barry 2005).

### **Vortex polaire**

Le vortex circumpolaire, d'une importance cruciale en Arctique, est présent toute l'année à 500 hPa. Le vortex polaire pendant l'hiver est fort et asymétrique, mais au printemps et en été, le vortex devient plus faible et symétrique (Serreze et Barry 2005). Le vortex polaire agit comme une barrière, ce qui a pour conséquence que les ondes atmosphériques restent plus longtemps dans l'Arctique, donc il y a moins de transfert de flux provenant des moyennes latitudes (Rinke et Dethloff 2000).

### **L'amplification polaire (Serreze et Francis 2006, Holland et Bitz 2003)**

Une tendance au réchauffement de cause anthropique est observée par diverses rétroactions positives et mécanismes en Arctique. La tendance observée et projetée indique un réchauffement deux fois plus vite que pour le reste de la planète (ACIA 2004, Richter-Menge 2016).

### Rétroaction de Planck

Cette rétroaction contribue à accentuer le réchauffement de l'Arctique. La loi de Stefan-Boltzmann établie que l'énergie totale de la chaleur rayonnée par un corps noir (en Watt par mètre carré) signifie qu'une surface plus chaude aux basses latitudes rayonne beaucoup plus d'énergie vers l'espace par rapport à une surface plus froide de l'Arctique. Par exemple, on considère une surface à la température 30°C aux basses latitudes et autre surface à la température 0°C à l'Arctique, en supposant 2°C d'augmentation de la température à la surface. La radiation émise par la surface à 30°C est  $\sigma(303)^4 = \sigma \cdot 8,43 \cdot 10^9$ , où  $\sigma$  est la constante de Stefan-Boltzmann ( $5,6703 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ ), alors qu'à (30+2)°C elle est  $\sigma(305)^4 = \sigma \cdot 8,65 \cdot 10^9$ , soit une augmentation de  $\sigma \cdot 2,25 \cdot 10^8$ . Par comparaison l'émission par une surface à 0°C est  $\sigma(273)^4 = \sigma \cdot 5,55 \cdot 10^9$  et à (0+2)°C elle est  $\sigma(275)^4 = \sigma \cdot 5,72 \cdot 10^9$ , soit une augmentation de  $\sigma \cdot 1,65 \cdot 10^8$ . On constate donc que l'augmentation d'émission par rayonnement infrarouge est plus élevée par un facteur 1,37 pour la surface plus chaude. Donc, pour compenser un même effet de serre, une surface plus froide doit se réchauffer davantage qu'une surface plus chaude. Ce phénomène contribue à l'amplification arctique (Pithan et Mauritsen 2014).

### Rétroaction surface-albédo (la rétroaction glace/neige albédo)

La rétroaction surface-albédo est connue comme le deuxième principal contributeur du réchauffement polaire (Pithan et Mauritsen 2014). L'augmentation de la température entraîne une réduction de la glace de mer et de la couverture de neige, ce qui réduit l'albédo, ce qui cause un réchauffement supplémentaire en raison de la plus grande radiation solaire qui est absorbée. La rétroaction positive glace-albédo agit plus rapidement sur l'océan que sur la terre parce que la glace de mer fond plus rapidement que les grandes calottes glaciaires continentales. La rétroaction neige-albédo joue le même rôle sur la terre.

### **Rétroaction carbone du pergélisol**

De grandes quantités de carbone sont stockées dans le pergélisol des régions continentales de l'Arctique. Avec une augmentation de la température des sols, le pergélisol commence à fondre, ce qui provoque la décomposition microbienne du carbone gelé (matière organique, des animaux et des plantes mortes). La quantité de carbone emprisonnée est deux fois plus élevée en carbone que l'atmosphère d'aujourd'hui (MacDougall et al. 2012). Par conséquent, les gaz à effet de serre comme le méthane et  $\text{CO}_2$  libérés dans l'atmosphère provoquent une rétroaction positive sur le réchauffement du climat.

L'Arctique est une des régions les plus vulnérables aux changements climatiques pour les raisons énumérées ci-dessus. Il est par conséquent important d'étudier le climat passé, présent et futur de l'Arctique. Les conséquences attendues du réchauffement climatique en Arctique sont le dégel du pergélisol, l'érosion côtière accrue, l'élévation du niveau de la mer, la diminution de la glace de mer, et l'augmentation des précipitations (IPCC 2013). Ces changements affecteront les sources de revenus des peuples autochtones et menaceront la survie de certains animaux, ce qui indique une autre fois de plus du rôle important de l'étude des changements climatiques dans cette région. Ceci motive aussi à faire davantage d'études d'impact et d'adaptation en Arctique.

Les modèles climatiques comme les modèles climatiques globaux (MCGs) et les modèles régionaux de climat (MRCs) peuvent être utilisés pour mieux comprendre le climat passé, actuel et futur. Les modèles constituent des outils très utiles pour simuler les variables qui sont difficiles à observer tels que l'évapotranspiration; ils constituent le seul outil pour faire des projections du climat dans le futur.

Les MCGs simulent le climat du globe avec une résolution spatiale grossière entre 150 km et 300 km, de 30 à 80 couches verticales dans l'atmosphère et parfois jusqu'à 30 couches dans les océans. Il y a une catégorie particulière de MCG qui s'appelle MCGA (Modèle Climatique Global Atmosphérique). Ils ne prennent en compte que l'atmosphère. Dans ce cas, les conditions de la surface de mer doivent être prescrites. Autre catégorie, le modèle climatique global couplé (MCGC) atmosphère-océan prend aussi en compte l'océan. Les MRCs sont largement utilisés pour faire une mise à l'échelle dynamique des données de sortie de MCGC avec une résolution plus fine (10-100 km) sur une grille à aire limitée.

Les MRCs et MCGs utilisent les mêmes principes physiques de base (les lois fondamentales de la mécanique des fluides et de la thermodynamique), mais avec

différents paramétrages en raison de la résolution spatiale différente. Chaque type de modèle a ses forces et ses faiblesses.

Le principal avantage des MRCs est qu'ils sont capables d'ajouter de la valeur aux sorties de MCG et le principal inconvénient est que les conditions aux frontières (CF) doivent être fournies. Les données de pilotage (conditions aux frontières) pour les MRCs peuvent provenir d'un MCG ou d'une réanalyse atmosphérique. Le problème est que des incohérences et des erreurs sont présentes aux frontières, autrement dit le MRC hérite des biais du modèle pilote.

Les simulations de MCG ou MRC sur le domaine de l'Arctique posent un défi de taille à cause des interactions importantes entre l'atmosphère, l'océan et la glace. Un bon indicateur pour montrer le niveau de confiance qu'on peut avoir dans un modèle est sa capacité à reproduire le climat passé. Les simulations effectuées par des modèles numériques sur les régions polaires ont toujours été la zone montrant le plus grand désaccord entre les modèles de la première génération des modèles climatiques globaux couplés (MCGC1) (Przybylak 2003, Boé et al. 2009) à la génération la plus récente des Modèles du Climat Global Atmosphère-Océan (MCGAO) (Kattsov et al. 2010). Ceci est le résultat de plusieurs facteurs, certains des plus importants sont mentionnés ci-dessous :

- Le peu d'observations in situ
- Mauvaise représentation de la couche limite arctique dans les MCGs tel que les modèles globaux qui ont tendance à surestimer la profondeur de la couche limite (Davy and Esau 2014)
- Représentation insuffisante des MCGs pour la distribution de l'épaisseur de la glace de mer (Sellers et al. 2012)
- Inaptitude des MCGs à présenter les lacs à cause de leurs résolutions grossières (Mallard et al. 2015)

- Manque de connaissances des processus de rétroactions comme rétroaction des mares de fonte (*melt ponds*)
- La description inexacte des processus arctiques comme les interactions nuages-rayonnement, interactions locales entre la surface et l'atmosphère, les nuages stratiformes et la brume arctique
- Diversité des hypothèses de la modélisation des nuages dans différents MRCs (Rinke et al. 2006)
- Un traitement différent de l'orographie et du masque terre-mer pour chaque MRC (Rinke et al. 2006)
- Plus grande variabilité interne pour chaque MRC dans la région de l'Arctique (Rinke et al. 2004)
- Contrôle limité exercé par les conditions aux frontières latérales sur la simulation régionale des MRCs (Rinke et Dethloff 2000).

En dépit des imperfections des MRCs, certaines études concluent qu'ils ont une compétence supérieure des MCGs pour simuler le climat de l'Arctique (Przybylak 2003, Kiilsholm et al. 2003).

Différentes étapes sont suivies dans ce projet. La première étape consiste à l'évaluation de la cinquième génération du Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC5) dans le passé récent en utilisant des conditions aux frontières provenant de réanalyses. On calcule le biais entre la moyenne saisonnière pendant 30 ans (1981-2010) pour les différentes variables simulés par le modèle MRCC5 piloté par ERA-Interim avec la moyenne saisonnière d'observations.

La deuxième étape consiste à vérifier l'influence du pilotage de grande échelle (pilotage spectral, von Storch et al. 2000; Biner et al. 2000). Le contrôle des conditions aux frontières latérales sur le domaine de l'Arctique est réduit par rapport aux latitudes moyennes, en particulier en hiver, à cause du caractère zonal de la

circulation et par conséquent, la variabilité interne est plus grande (Rinke et Dethloff 2000). Le pilotage spectral, la circulation à grande échelle est forcée non seulement aux frontières latérales, mais aussi à l'intérieur du domaine, de sorte que la grande échelle du MRC reste proche des données du pilote. L'avantage de cette méthode est que le MRC est toujours libre pour ajouter de la valeur locale, spécialement près de la surface où les processus de fine échelle sont les plus intenses. Un certain nombre d'études ont prouvé que cette méthode est très efficace pour réduire les biais systématiques des MRCs en Arctique (Berg et al. 2013, Gilsan et al. 2013).

La troisième étape consiste à corriger le biais de la température de surface de la mer (TSM). Les conditions de surface de la mer provenant des simulations des MCGCs sont souvent biaisées en raison de leur résolution grossière (Figure 3). On utilise la TSM corrigée comme condition à la frontière inférieure océanique pour un MCGA, qui fournit à son tour les conditions aux frontières latérales atmosphériques pour piloter un MRC. En utilisant une approche appelée «réduction d'échelle dynamique en 3 étapes» (MCGC-MCGA-MRC), on compare les simulations historiques (MCGC-MRC) et projections futures aux simulations traditionnelles historiques et projections traditionnelles futures.

Le scénario RCP (*representative concentration pathways*) utilisé pour les projections futures climatiques est le RCP 8.5 conformément à la recommandation du projet CORDEX pour l'Arctique ([www.cordex.org](http://www.cordex.org)). Ce projet de maîtrise fait partie de l'expérience coordonnée de modélisation régionale du climat (CORDEX). CORDEX est un programme international pour évaluer et améliorer la réduction d'échelle dynamique pouvant être utilisé ensuite dans les études d'impact et adaptation.

L'article qui constitue le cœur de ce mémoire a été soumis dans une revue à impact élevé et il est actuellement en évaluation.

Mon rôle principal dans ce projet a consisté initialement dans le développement et la création du code Matlab et Batch pour calculer les statistiques saisonnières des différentes variables à partir des simulations rétrospectives et historiques, et aussi calculer leurs biais par rapport à différentes bases de données de référence, puis à calculer le climat projeté pour deux périodes futures et le changement climatique associé. J'ai aussi vérifié l'efficacité des méthodes de pilotage spectral des grandes échelles et la réduction d'échelle dynamique en trois étapes avec correction empirique des températures de la surface de la mer. À cette fin j'ai produit plus de 600 cartes climatologiques à partir des données de sortie brutes pour les simulations mentionnées. J'ai par la suite travaillé à l'interprétation, à la comparaison, à l'analyse et à la découverte des forces et des faiblesses du modèle et des méthodes étudiées. De plus, j'ai également effectué une revue de la littérature sur le sujet (plus de 100 manuscrits) pour mieux comprendre et comparer nos résultats.

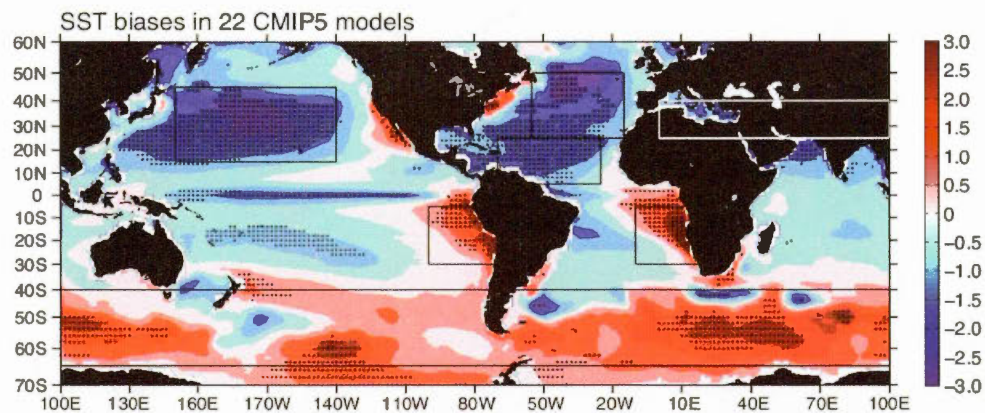
Je tiens à remercier Katja Winger pour son aide en programmation Batch et pour avoir fait rouler toutes les simulations. Je remercie Leticia Hernández-Díaz pour son aide dans la révision de l'article et pour des consultations et des discussions. Un grand merci à Philippe Lucas-Picher qui m'a enseigné la modélisation régionale et comment analyser les résultats et comprendre les cartes climatologiques ; j'apprécie également le temps et les efforts qu'il a mis pour réviser l'article et mon mémoire. Je suis reconnaissante à Oumarou Nikiéma de m'avoir enseigné Matlab; je lui sais gré aussi de sa patience et du temps qu'il a pris pour répondre à mes innombrables questions. Enfin, je tiens à remercier Professeur René Laprise pour son leadership et sa supervision; il est plus qu'évident que sa compréhension profonde et sa connaissance du domaine étaient l'élément le plus important pour la réussite de ce projet. Ce travail n'aurait pas été possible sans l'aide précieuse de tous ces collaborateurs.







**Figure 2** Diagramme du jour à Longyaerbyen tiré de la page web  
<http://www.jeanlouisetienne.com/poleairship/images/encyclo/imprimer/11.htm>



**Figure 3** Le biais annuel moyen sur la période 1900-2005 de la TSM (°C), moyenné pour un ensemble de 22 MCGC du CMIP5, comparé à la base de données d'observation ERSST. Les points indiquent que plus de 82% des simulations ont le même signe. Les boîtes montrent les régions avec le biais très grand (Wang et al. 2014)

## **CHAPITRE I**

### **ANALYSE DES SIMULATIONS DU MRCC5 DANS LE CADRE DE L'EXPÉRIENCE CORDEX SUR LE DOMAINE ARCTIQUE AVEC CORRECTION EMPIRIQUE DES CONDITIONS DES TEMPÉRATURES DE LA MER SIMULÉES PAR LE MCGC**

Ce chapitre est rédigé sous forme d'un article scientifique en anglais. Les parties Introduction et Méthodologie présenteront les motivations, la description de la méthode du pilotage spectral des grandes échelles et la correction empirique de la TSM, ainsi que la configuration des simulations et la description du modèle. Les troisième et quatrième parties correspondront aux simulations rétrospectives et historiques ainsi qu'à la discussion des résultats obtenus avec et sans pilotage spectral et correction de la TSM respectivement. La cinquième partie présentera les projections futures avec et sans correction de la TSM et la dernière partie résumera les résultats et les conclusions des points importants.

**Dynamical downscaling with the fifth-generation Canadian  
Regional Climate Model (CRCM5) over the CORDEX Arctic  
domain:  
Effect of large-scale spectral nudging and of empirical correction of  
sea-surface temperature**

Maryam Takhsha, Oumarou Nikiéma, Philippe Lucas-Picher, René Laprise,

Leticia Hernández-Díaz and Katja Winger

Centre ESCER (Étude et la Simulation du Climat à l'Échelle Régionale),

Département des sciences de la Terre et de l'atmosphère,

Université du Québec à Montréal (UQAM),

Montréal (Québec) Canada

Submitted to Climate Dynamics

Corresponding author's address:

Ms Maryam Takhsha,

Centre ESCER, Département des sciences de la Terre et de l'atmosphère, UQAM

C.P. 8888, Succ. Centre-ville

Montréal (Québec), Canada, H3C 3P8

E-mail: [m.takhsha@gmail.com](mailto:m.takhsha@gmail.com)

## Abstract

As part of the CORDEX project, the fifth-generation Canadian Regional Climate Model (CRCM5) is used over the Arctic for climate simulations driven by reanalyses and by the MPI-ESM-MR coupled global climate model (CGCM) under the RCP8.5 scenario. The CRCM5 shows some skill at capturing the general features of mean sea level pressure (MSLP) for all seasons. Evaluating 2-meter temperature (T2m) and precipitation is more problematic, because of inconsistencies between observational reference datasets over the Arctic that suffers from sparse distribution of weather stations. In our study, we additionally investigated the effect of large-scale spectral nudging (SN) on the hindcast simulation driven by reanalyses. The analysis shows that SN is effective in reducing the spring MSLP bias, but otherwise it has little impact. We have also conducted another experiment in which the CGCM-simulated sea-surface temperature (SST) is empirically corrected and used as lower boundary conditions over the ocean for an atmosphere-only global simulation (AGCM), which in turn provides the atmospheric lateral boundary conditions to drive the CRCM5 simulation. This approach, so-called 3-step approach of dynamical downscaling (CGCM-AGCM-RCM), which had previously considerably improved the CRCM5 historical simulations over Africa, exhibits reduced impact over the Arctic domain. The most notable positive effect over the Arctic is a reduction of the T2m bias over the North Pacific Ocean and the North Atlantic Ocean in all seasons. Future projections using this method are compared with the results obtained with the traditional 2-step dynamical downscaling (CGCM-RCM) to assess the impact of correcting systematic biases of SST upon future-climate projections. The future projections are mostly similar for SST, SIC and T2m with the two methods, but rather different for precipitation.

Keywords: Regional Climate Modelling · CRCM5 · CORDEX · Climate change projections · Arctic · Dynamical Downscaling · SST bias correction

## Introduction

Arctic regions have experienced amplified warming at twice the rate of the global average (ACIA 2004; IPCC 2013) in the past few decades. As stated by Overland et al. (2014): “Arctic air temperature is both an indicator and a driver of regional and global changes”. Thus, the climate of the Arctic deserves more systematic studies due to its dual nature, with its response to global climate change and its important role in affecting global climate.

The Arctic sea ice has declined rapidly during the past decades. An average of 53,900 square kilometers of Arctic sea ice loss per year is observed using satellites records (Ramsayer 2014). According to IPCC, the annual mean Arctic sea ice extent has decreased over the period 1979 to 2012 at a rate varying between 3.5 and 4.1% per decade, and the decrease is more than 3 times larger (9.4 to 13.6%) for the summer sea ice minimum (IPCC 2013). The national snow and ice data center located in Colorado announced that Arctic sea ice extent in September 2016 is recorded as the second lowest yearly minimum since the beginning of the satellites record in 1978, with 4.14 million square kilometers. The lowest Arctic sea ice extent was in September 2012 with 0.73 million square kilometers lower than in 2016 (<http://nsidc.org/arcticseaicenews/>).

Because of the vulnerability of the Arctic to climate changes and because of the pronounced and rapid changes that it is projected to undergo in the next decades, there has been a growing interest in performing future projections over this region. Overall, an increase in precipitation, large reductions in sea ice and glacier volume, sea level rise and the thawing of permafrost are expected consequences in the Arctic of the projected global warming (IPCC 2013). According to the Coupled Model Intercomparison Project phase 5 (CMIP5), Arctic sea-ice extent is projected to decrease by 94% in September of 2081–2100 compared to 1986–2005, resulting in a



nearly ice-free Arctic Ocean at the end of summer, which will cause increase in wave heights and the duration of wave season (IPCC 2013).

From the side of regional climate modelling, a comprehensive study of RCM hindcast simulations was done as a part of the Arctic Regional Climate Model Intercomparison Project (ARCMIP; Curry and Lynch 2002). It was found that the different treatment of orography and land-sea mask for each model caused a large scatter for 2-m temperature and consequently in downwelling radiation between models. The cloud cover also showed a large scatter between models due to the diversity of cloud modelling assumptions. Additionally, large internal variability for each RCM across the Arctic region (Rinke et al. 2004) leads to even more scatter between results (Rinke et al. 2006). Due to internal variability, each individual RCM simulation represents only one realization of the spectrum of plausible solutions. Rinke and Dethloff (2000) showed that the internal variability is more important in pan-Arctic simulations, especially during winter, because of the strong polar vortex that traps atmospheric waves in the domain for long periods of time, reducing the inflow of new LBC information.

The Arctic region is particularly challenging to regional climate modellers. The paucity of reliable observational datasets in the Arctic often makes it difficult to determine whether the differences between hindcast simulations and observations are really due to model biases or from potentially inadequate reanalyses.

One of the issues for nested models over polar regions is the reduced control exerted by the lateral boundary conditions (LBC) upon the regional simulation (Rinke and Dethloff 2000), leading to large internal variability, as mentioned before. Large-scale spectral nudging technique (SN) enhances the control exerted by LBC (von Storch et al. 2000; Biner et al. 2000). The SN technique consists in constraining the RCM atmospheric large scales toward those of the driving data. This technique has shown to be effective in reducing substantially systematic biases that are present in



some RCM simulations (e.g. Berg et al. 2013, Glisan et al. 2013). Also, RCM subgrid-scale physical parameterizations have often been developed and optimised for mid-latitude climate, so non-native polar simulations may be expected to exhibit larger biases (e.g. Lucas-Picher et al. 2013).

On the other hand, it is well documented that nested RCMs inherit biases present in the driving data supplied as lateral BC in the atmosphere and lower BC over the oceans; these biases can be rather important when RCMs are driven by CGCM-simulated data. All CGCMs exhibit systematic bias in sea surface temperature (SST) and sea-ice concentrations (SIC) (e.g. IPCC 2013). The resolutions of the ocean module in CGCMs are often too coarse to capture important regional oceanic processes such as the offshore transport of cool waters by mesoscale eddies or the sharp vertical temperature gradient (e.g. Richter 2015). Given the sensitivity of RCM simulations to the biases of the driving data, several attempts have been made to develop bias-correction methods, such as the studies of Christensen and Christensen (2007), Katzfey et al. 2009 and 2011, Bruyère et al. (2014), Yu and Wang (2014), and Hernández-Díaz et al. (2016; hereinafter HD16), to cite a few.

Nevertheless, CGCM simulations are the only available data for driving RCM simulations of future climate. Dynamical downscaling of the CGCM projections over the Arctic by RCMs shows warming up to 6.5 K in the mean tropospheric temperature over Barents, Kara Seas and the Beaufort Sea during winter (Rinke and Dethloff 2008), the regions corresponding to the areas with the maximum projected sea ice loss. Warming up to 15 K over the Arctic Ocean in autumn and winter is projected by the end of the century (Koenigk et al. 2015). Furthermore, studies agree in projection of a reduction of the sea-level pressure by the end of 2100 (Chapman et al. 2007; Rinke and Dethloff 2008; IPCC 2013; Koenigk et al. 2015). Several models project an increase in 2-m temperature (Keup-Thiel et al. 2006; Stendel et al. 2008; Førland et al. 2009; Rinke et al. 2012; Steiner et al. 2013) as well as in precipitation (Stendel et al. 2008; Steiner et al. 2013; Zhang et al. 2013) by the end of the century.

The Arctic is also one of the recommended domains for the COordinated Regional climate Downscaling EXperiment (CORDEX), an international coordinated sets of experiments for hindcast, historical simulations and climate projections under RCP4.5 and RCP8.5. This framework is developed to evaluate, and possibly improve, RCMs and downscaling methods as well as to provide regional climate-change projections for impact and adaptation studies.

The Canadian Regional Climate Model, version 5 (CRCM5) has contributed to the CORDEX program over three CORDEX domains so far: North America (Martynov et al. 2013; Šeparović et al. 2013), Africa (Hernández-Díaz et al. 2013; Laprise et al. 2013) and South Asia (Alexandru and Sushama 2014). The CRCM5 has also been used for a study over an Arctic region by Paquin and Sushama (2014). The aim of this study is to evaluate the performance of the CRCM5 following the CORDEX protocol over the Arctic domain, which is another non-native region for the model. Thereby, we investigate (1) the sensitivity of a hindcast simulation driven by the reanalyses to the application of SN and (2) the sensitivity of a historical simulation driven by the output of a GCM to the empirical correction of systematic SST biases. Climate projections under the RCP8.5 scenario are also performed, first following the standard CORDEX protocol in which the RCM is driven by the output of a CGCM, and second following the 3-step dynamical downscaling (DD) approach with the empirical correction of SST (CGCM-AGCM-RCM).

The paper is organised as follows. The methodology and model description together with the configuration of simulations are presented in Section 2. The skill of CRCM5 and the effect of spectral nudging in hindcast simulations are discussed in Section 3. Results of historical simulations with and without empirical correction of SST are analyzed in Section 4. Section 5 presents climate-change projections, with and without empirical correction of SST. Finally, Section 6 summarizes the findings and the main conclusions.

## 1.2 Methodology

Regional climate models (RCM) require boundary conditions (BC) both at their lateral atmospheric boundaries (for fields such as winds, temperature, water vapour and surface pressure) and at their lower boundary over the oceans (for fields such as sea-surface temperature and sea-ice concentration). For hindcast simulations, reanalyses provide quasi-perfect BC, whereas for historical simulations and future scenario projections, BC are provided by coupled global climate models (CGCM) simulated fields that represent imperfect BC.

### 1.2.1 The spectral nudging for hindcast simulations

We first evaluate the impact of using SN on the CRCM5 hindcast simulations. Here, the SN is applied to the horizontal wind components only (UV) with a 24-h relaxation time. The SN strength increases linearly from zero at 850 hPa to a maximum strength at the top of the model by 1.39% increment applied at every time step, which corresponds to an e-folding time of 24 hours. Only scales larger than 1000 km are driven when SN is applied.

### 1.2.2 The empirical correction of SSTs for GCM-driven simulations and projections

As mentioned before, the modelling of global ocean processes continues to be one of the great challenges for CGCMs. The largest biases of CGCM-simulated sea-surface temperature (SST) are found to occur near the continental coasts (HD16). Such SST biases combined with corresponding atmospheric circulation biases can have detrimental effects on RCM simulations driven by CGCM. In practice, RCM historical simulations driven by CGCM are found to be substantially less skilful than RCM hindcast simulations driven by reanalyses.

In the RCM community, various efforts have been deployed to correct CGCM-simulated BC used for driving RCMs (e.g., Christensen and Christensen 2007; van der Linden and Mitchell 2009; Déqué et al. 2014). An empirical bias correction of sea-surface conditions (SSC) has been tested for CRCM5 simulations over the African CORDEX domain (HD16); it was shown that for the West African monsoon, the skill of the historical simulations, driven by an AGCM with the empirical correction of the CGCM-simulated sea-surface conditions, was substantially improved, approaching in fact that of hindcast simulations driven by reanalyses.

For this work, we will use a variant of the empirical correction method of HD16. The basic assumption of this empirical correction approach is that of persisting biases. Assuming that biases in the historical simulation will persist in the future scenario projections, the SST simulated by a CGCM are empirically corrected by subtracting the biases identified in simulating the historical period. The correction technique employed by HD16 involves 3 steps. In the first step, an empirical correction is applied to CGCM-simulated SST to remove its systematic biases. In the second step the corrected SST is used as lower BC over the ocean for an intermediate-resolution Atmospheric General Circulation Model (AGCM) simulation. In the third step, the output of the AGCM simulation is used to provide the atmospheric BC and lower BC over the ocean to drive an atmospheric-only RCM. The “3-step DD” (CGCM-AGCM-RCM) contrasts with the usual “2-step DD” (CGCM-RCM) in which the RCM is directly driven by the output of the CGCM for the atmospheric lateral boundary conditions and ocean-surface lower boundary condition. In this study, we follow closely the empirical correction employed by HD16, but we restrict the correction to the SST field only due to the challenge of correcting both SST and SIC while keeping the physical consistency between these variables. We will assess the impact of the bias-corrected SST over the Arctic, for both historical simulations and future climate projections.

The empirical correction method is briefly summarized here. The notation is as follows:  $\psi_G(h, d, m, y)$  corresponds to an archive of historical CGCM-simulated SST, and  $\psi_A(h, d, m, y)$  is the corresponding analysed variable. Here  $h$  refers to six-hourly values for each day  $d$  in a month  $m$  of a year  $y$ . The historical bias is defined as

$$B(h, d, m) = \overline{\psi_G(h, d, m, y)}^{y_H} - \overline{\psi_A(h, d, m, y)}^{y_H}$$

where the  $\overline{\phantom{x}}^{y_H}$  denotes a mean over a historical time period  $y_H$  (e.g. 1979-2008). The bias-corrected field  $\psi'(h, d, m, y)$  is defined as

$$\psi'(h, d, m, y) = \psi_G(h, d, m, y) - B(h, d, m)$$

so that by construction it will have no climatological bias over the historical period. As mentioned already, this approach assumes that historical biases remain unchanged in the future. The correction is only applied to time-mean biases: no correction is applied to time variability.

As we mentioned before, the empirical correction is here applied to the SST field only, not to sea-ice concentration (SIC). The correction applied to SIC was found to generate unrealistic fields in the margin between fully ice-covered and ice-free regions for the future under global warming. For the current work, the CGCM-simulated SIC is used without adjustment. The corrected SST is further modified when required to ensure consistency between the SIC and SST fields. Unlike the SST for which biases cover large portions of the globe, the areas where SIC biases occur cover a rather narrow belt between fully ice-covered and ice-free regions. Hence, we feel that the impact of SIC biases is expected to be rather geographically limited.

Because the resulting adjusted SST fields are inconsistent with the CGCM atmospheric fields, an additional step consists to run an atmosphere-only GCM (AGCM) using as lower BC over the ocean the corrected SST fields. The atmospheric fields from this AGCM simulation is then used as lateral atmospheric BC, together with the corrected SST as surface ocean BC, for driving an RCM simulation over the

region of interest: in the present case, the CORDEX Arctic domain. Figure 1.1 shows a flowchart describing the 3-step dynamical downscaling technique with empirical correction of SST.

### 1.2.3 Model description

The dynamical kernel of the fifth-generation of the Canadian Regional Climate Model (CRCM5) is a limited-area version of the Global Environmental Multiscale model (GEM, Côté et al. 1998; Yeh et al. 2002) used for Numerical Weather Prediction at Environment and Climate Change Canada. GEM is a grid-point model based on a two-time-level (almost) fully implicit semi-Lagrangian marching scheme. The model includes a terrain-following vertical coordinate based on the hydrostatic pressure (Laprise 1992) and the horizontal discretization Arakawa C-grid (Arakawa and Lamb 1977) on a rotated latitude-longitude projection. The nesting technique employed in CRCM5 is derived from Davies (1976); it includes a 10-point sponge zone for a gradual relaxation of all prognostic atmospheric variables toward the driving data along the lateral boundaries. For CRCM5, an additional 10-point wide halo zone is also added for the semi-Lagrangian interpolation. A detailed description of CRCM5 is given in Hernández-Díaz et al. (2013).

The CRCM5 employs several subgrid-scale parameterisation components of the 33-km meso-global version of GEM (Bélair et al. 2005, 2009). These include the Kain-Fritsch deep convection (Kain and Fritsch 1990), Kuo-transient shallow convection (Kuo 1965; Bélair et al. 2005), Sundqvist resolved-scale condensation (Sundqvist et al. 1989), correlated-K solar and terrestrial radiations (Li and Barker 2005), subgrid-scale orographic gravity-wave drag (McFarlane 1987), low-level orographic blocking (Zadra et al. 2003), and planetary boundary layer parameterization (Benoit et al. 1989; Delage and Girard 1992; Delage 1997) modified by Zadra et al. (2012) to introduce hysteresis effects.

The land-surface scheme used in CRCM5 is the Canadian LAnd Surface Scheme (CLASS; Verseghy 2000, 2008) in its most recent version, CLASS 3.5. For these simulations, 26 soil layers are used, reaching to a depth of 60 m. The standard CLASS distributions of sand and clay fields as well as the bare soil albedo values were replaced by data from the ECOCLIMAP database (Masson et al. 2003) as in Hernández-Díaz et al. (2013). Another change was made in the present simulations compared to earlier ones: wherever 50% or more of the land fraction is vegetation, organic matter is put in the first 10-cm deep soil layer. Finally, the interactive thermodynamical 1-D lake module (FLake model) was also used (see Martynov et al. 2010 and 2012).

Following the CORDEX recommendations, the CRCM5 simulations are performed on a rotated latitude-longitude grid with mesh of  $0.44^\circ$ . The integration domain consists of  $164 \times 180$  grid points, including halo and sponge zone (Fig. 1.2), hence the free domain has  $124 \times 140$  grid points, which exceeds the minimum required CORDEX Arctic domain size of  $116 \times 133$ . In the vertical, 56 hybrid levels were used, with the top level near 10 hPa. The timestep is 20 minutes.

For the AGCM, we used a global version of CRCM5 with the same subgrid-scale physical parameterisation on a regular latitude-longitude grid of  $1^\circ$  and 64 levels in the vertical, with a top level at 2 hPa, and a timestep of 45 minutes. The CGCM data we used comes from the MPI-ESM-MR, the Earth System model of the Max-Planck-Institut für Meteorologie (<http://www.mpimet.mpg.de/en/science.html>), with the atmospheric component operating at T63, corresponding to a linear transform grid of  $2.85^\circ$ , with 47 levels in the vertical.



#### 1.2.4 Configurations of the CRCM5 simulations

For the study of the effect of spectral nudging, we performed hindcast simulations driven by the ERA-Interim reanalysis (DEE et al. 2011) for the period 1979-2014, but the forthcoming analysis will focus only over the period of 1981-2010. These simulations were performed with and without large-scale spectral nudging (SN).

Regarding the study of the effect of the empirical correction of SSTs, two CRCM5 simulations are performed, spanning the 1979-2100 time period under historical and RCP8.5 emission scenario, one is driven at the boundaries by the CGCM, and another by the AGCM with corrected SST. In this paper, only the historical simulations for 1981-2010 and future projections for 2071-2100 will be analysed.

Comparing the hindcast simulations of RCM driven by reanalyses with available observation-based products (e.g. in situ observations or satellite-based products, or reanalyses) allows evaluating the skill of the RCM in reproducing the present climate and establishing the RCM structural biases. Comparing the CGCM- and AGCM-driven historical simulations with the reanalysis-driven hindcast simulation allows evaluating the impact of imperfect BC upon the RCM simulation. The various CRCM5 simulations are compared to available observational datasets such as CRU (Climate Research Unit, version 3.23; Harris et al. 2014) and UDEL (University of Delaware, version 3.02; Willmott and Matsuura 1995) gridded analyses at 0.5° resolution, and GPCP (Global Precipitation Climatology Project, version 2.2; Adler et al. 2003) with 2.5° resolution, as well as the ERA-Interim reanalyses and MPI-ESM-MR simulations.



### 1.3 Hindcast climate simulations driven by reanalyses

Hindcast simulations (noted CRCM5/ERA) are used to evaluate structural biases of CRCM5 over the CORDEX Arctic domain, upon assuming that LBC and SSC derived from reanalysis are quasi perfect, therefore the identified biases result from the structure of the model: its formulation, approximations and parameterizations. The CRCM5 simulation driven by ERA-Interim using the technique of large-scale spectral nudging will be referred to as CRCM5/ERA(SN). The simulations over the time period 1981-2010 will be compared to available observational datasets.

The spring (MAM) and autumn (SON) mean sea level pressure (MSLP) from ERA-Interim reanalysis (ERA), CRCM5 simulation driven by ERA-Interim (CRCM5/ERA), and spectrally-nudged CRCM5 simulation (CRCM5/ERA(SN)) are shown in Fig. 1.3 and Fig. 1.4 respectively, along with the simulation bias (CRCM5 simulation minus ERA-Interim). A mask has been applied over the land area in order to focus the attention away from regions where topography-induced biases appear due to pressure reduction from the surface height to sea level. The CRCM5 simulation reproduces the overall features of MSLP for all seasons. Spectral nudging is effective for reducing biases: in spring positive biases are reduced from 4 hPa to 1 hPa over the Greenland Sea (Fig. 1.3), while in autumn the negative bias of 2 hPa over the Beaufort Sea is completely reduced and over the Barents Sea while the positive bias of 3 hPa is reduced to 1 hPa (Fig. 1.4). The bias for winter and summer is around 2 to 3 hPa (not shown).

In case of 2-meter temperature (T2m), the different observationally-based gridded datasets exhibit substantial differences amongst themselves, and hence the apparent biases of CRCM5 simulation vary considerably depending on the reference data set used. In winter (DJF, Fig. 1.5), there is an apparent large warm bias over Siberia that reaches 20°C and a cold bias over southeastern Greenland of similar magnitude relative to CRU. Using UDEL as reference, corresponding biases are

halved. It is important to keep in mind that in the Arctic area, because of the lack of in situ observations, observation-based products such as reanalyses might be biased too. The bias of T2m is smaller during summer (JJA, Fig. 1.6), the model has a 1 to 2°C cold bias over the Arctic Ocean when compared to ERA-Interim reanalysis, and variable apparent biases elsewhere depending on the reference dataset used. The magnitude of the bias during MAM and SON is similar to that of JJA (not shown). The effect of large-scale spectral nudging on T2m is negligible as shown in Fig. 1.5 and 1.6.

Fig. 1.7 and Fig. 1.8 present CRCM5-simulated precipitation for winter (DJF) and summer (JJA) compared to those from GPCP, CRU and UDEL datasets. The biases are largest in coastal areas with pronounced topography due to different representation of orographic precipitation, especially during winter (Fig. 1.7) and autumn (not shown); the apparent bias of CRCM5 simulations is smaller relative to UDEL. Generally the apparent precipitation bias when compared to GPCP is larger in winter than in summer, possibly because of the difficulty for the satellite-based GPCP to distinguish clouds from snow cover. The simulated precipitation with and without SN is very similar.

#### **1.4 Historical climate simulations driven by a CGCM**

In this section, we analyse the results of CRCM5 historical simulations driven by MPI-ESM-MR (CRCM5/CGCM) and compare it with the results of 3-step dynamical downscaling with the empirically corrected SST (CRCM5/AGCM\_e). The subscript e is used as a reminder of the empirical correction applied to sea-surface temperature. Because the GCM-driven RCM simulations are affected with inherent boundary condition uncertainties in addition to the RCM's own structural bias, we also compare the bias of the dynamical downscaling simulations to the bias of driving CGCM over the CORDEX Arctic domain.

Fig. 1.9 (winter) and 1.10 (summer) show the SST fields (left column) and SST biases compared to ERA-Interim (right column), for the CRCM5/ERA, CRCM5/CGCM and CRCM5/AGCM\_e simulations for 1981-2010. Clearly, CRCM5/ERA SST is just the ERA-Interim SST interpolated on the CRCM5 grid, and hence its bias is nil. The CRCM5/CGCM SST was interpolated from the MPI-ESM-MR and reflects the aforementioned biases over open oceans. Note that where sea ice is present, the SST assumes the freezing temperature of sea water at  $-1.9^{\circ}\text{C}$ , and hence the SST bias vanishes when CGCM and ERA-Interim agree on the presence of sea ice. The CRCM5/AGCM\_e SST consists of the CGCM SST empirically corrected using ERA-Interim, and hence the bias should vanish in principle. Areas with non-vanishing CRCM5/AGCM\_e SST bias reflect where the SST correction could not be applied due to conflicting values of SIC in CGCM and ERA-Interim. The spring bias is very similar to that of winter, but the autumn bias is zero because sea ice extent is usually at its minimum during this season (not shown).

The 2-meter temperature (T2m) fields and their biases computed with respect to ERA-Interim, CRU and UDEL are shown in Fig. 1.11 and 1.12 for winter and summer, respectively. The comparison of CGCM and CRCM5/CGCM simulations shows the added value of CRCM5 by a reduction of the T2m bias with respect to ERA over the Arctic Ocean in winter (Fig. 1.11). The comparison of CRCM5/CGCM and CRCM5/AGCM\_e shows a positive impact of SST correction through a reduction of the T2m bias over North Pacific Ocean and North Atlantic Ocean in all seasons, as well as over the Bering Sea in summer (Fig. 1.12). Moreover, comparing CRCM5/CGCM and CRCM5/AGCM\_e, the SST correction reduces some of the biases over the land and the remaining biases are comparable to those seen with CRCM5/ERA. The bias reduction for MAM and SON are similar to those of DJF and JJA, respectively (not shown).

Fig. 1.13 and 1.14 show the climatological average precipitation bias for 1981–2010 with respect to different reference datasets (GPCP, CRU and UDEL). In

JJA (Fig. 1.14), a large wet bias near the lateral boundaries is noted for the CRCM5/CGCM simulation; this reflects a lateral spin-up problem that is absent in the CRCM5/AGCM\_e simulation because the CRCM5 and AGCM share the same physics parameterization package. Otherwise, the SST correction in the 3-step approach shows little impact for precipitation, in all seasons.

### 1.5 Climate change projections

Uncertainty in future climate projections is inevitable, due to internal climate variability, scenario and model uncertainty. However for high latitudes projections by the end of the century, the dominant contributor in uncertainty is model uncertainty (Hawkins and Sutton 2009). Modellers try to generate different plausible climate projections. In this study the climate projections using CRCM5 with 2-step DD and 3-step DD (with SST bias correction) are compared to the CGCM (MPI-ESM-MR) projections. The representative greenhouse gases concentration pathway used here for the future projections is RCP8.5, which is one of the greenhouse gases scenario recommended by CORDEX.

Fig. 1.15 shows the CRCM5/AGCM\_e sea-ice concentration (SIC) for 30 years from 2071 to 2100 in the left column, and the change of SIC between future (2071-2100) and recent past (1981-2010) in the right column. Since SIC is not corrected, the CRCM5/AGCM\_e SIC corresponds to that projected by the CGCM. The largest SIC decline is projected to occur during autumn, with more than 60% reduction over a vast area of the Arctic Ocean, particularly in East Siberian, Laptev and Kara seas, resulting in a nearly late summer ice-free Arctic Ocean by the end of 21<sup>st</sup> century. In summer there is a projected 40% SIC reduction over all Arctic Ocean, with a most dramatic reduction near Port of Barrow and Franz Josef Land. Winter and

spring exhibit a smaller shrinking sea ice, with the largest reduction in Kara and Chukchi seas.

The left column of Fig. 1.16 shows the CGCM-projected SST climate change between future (2071-2100) and present (1981-2010), displayed after interpolation on the CRCM5 grid (CRCM5/CGCM). Most regions exhibit warming as expected, except a region south of Iceland and Greenland that is projected to become colder. Such cooling is likely related to a slowdown of the Atlantic meridional overturning circulation (AMOC). Several observational studies (e.g., Rahmstorf et al. 2015; Kelly et al. 2016) have documented that a slowdown of the AMOC has already begun to occur in the twentieth century, particularly after 1970.

The right column of Fig. 1.16 shows the corresponding SST climate change in the AGCM\_e simulation with empirical SST bias correction, displayed after interpolation on the CRCM5 grid (CRCM5/AGCM\_e). In principle, the bias correction is designed in such a way that the resulting SST climate change is unaffected by the correction. In practice, however, the SST correction is not applied whenever there is sea ice present; otherwise the resulting corrected SST would be incoherent with the SIC field. Fig. 1.16 reveals that there are local small differences between the CRCM5/CGCM (left column) and CRCM5/AGCM\_e (right column). For example the warming in CRCM5/AGCM\_e is larger over Bering Sea in spring and over Beaufort Sea in summer.

The T2m projections of CRCM5/CGCM and CRCM5/AGCM\_e are compared to the CGCM projections in Fig. 1.17. Winter (first column) and then autumn (last column) show the largest climate change with overall similar patterns in all three projections. The maximum warming is projected to occur in winter in the Kara and Beaufort Seas, with values approaching 22°C in the area of maximum loss of sea ice concentration. Over the Beaufort Sea, the CGCM projects a larger warming than CRCM5/AGCM\_e and CRCM5/CGCM. Over land in winter, both CRCM5

projections show less warming over Alaska compared to the CGCM projection, while in summer, they project more warming in the same area (third column). Warming over the Arctic Ocean in summer is a minimum, about 2 to 4°C, due to the fact that in the presence of partial sea-ice coverage, the temperature of water and melting sea-ice remain near the freezing point. Both CRCM5 projections, particularly CRCM5/AGCM\_e, anticipate a warmer summer by the end of 21<sup>st</sup> century than CGCM driving model over land in general. In spring (second column), CGCM tends to project slightly warmer T2m over lands than CRCM5/CGCM projections. In autumn, a more intense warming projected over central Arctic Ocean by CGCM is notable. There is not much difference in T2m between CRCM5 projections driven by CGCM or AGCM\_e during autumn and spring (Fig. 1.17).

Fig. 1.18 displays the projected precipitation changes over the future period 2071-2100 compared to the reference period 1981-2010, for DJF (left column) and JJA (right column). In Fig. 1.19 the relative precipitation change is also shown. Both CRCM5 simulations for winter project a precipitation increase up to 6 mm/day in North Pacific and Scandinavian wet coastal areas, compared to values of less than 2 mm/day for CGCM. All models project some reduction in the North Atlantic or south of Greenland, although the patterns are not consistent and the percent change is less than 25%. This decrease is likely related to the projected cooling zone in the North Atlantic. Some studies such as Koenig et al. (2015) have suggested that precipitation and temperature changes in the future are strongly related; the projected precipitation increase over Kara Sea and Bering Sea, where the largest warming is projected, tends to confirm that hypothesis. It also is in accordance with the suggested link between local sea ice loss, tropospheric warming and finally precipitation increase by Rinke and Dethloff (2008). There is a noteworthy difference between the projected precipitation changes by CRMC5/CGCM and CRCM5/AGCM\_e in summer, with CRCM5/AGCM\_e suggesting a widespread reduction (0.5 mm/day) for continental areas surrounding the Arctic Ocean.

## 1.6 Summary

In this study, the skill of CRCM5 hindcast simulations driven by ERA-Interim reanalysis, the efficacy of the large-scale spectral nudging (SN), and future climate-change projections using 2- and 3-step Dynamical Downscaling over the CORDEX Arctic domain were investigated. The performance of the new version of Canadian Regional Climate Model (CRCM5) has been assessed by comparing a CRCM5 hindcast simulation driven by a reanalysis with different observational references such as gridded in situ observations, and satellite-based datasets, as well as ERA-Interim reanalysis, considering the 30-year historical period from 1981 to 2010. The CRCM5 shows a general skill to capture overall features of mean sea level pressure (MSLP) for all seasons. The largest bias was found in spring, with a bias of 4 hPa, which was reduced to 1 hPa using SN. The CRCM5 simulations driven by ERA-Interim with and without SN are similar for surface air temperature (T2m) and precipitation. The apparent bias in T2m largely depends on the dataset that is considered as the reference. The bias with respect to the CRU dataset is twice that compared to UDEL. The T2m bias is larger in winter.

The overall amount of Arctic precipitation is very low. Its maximum amount in the domain is found in coastal areas subject to orographic precipitation, reaching 16 mm/day in autumn. Minimum precipitation occurs over the Arctic Ocean, with values less than 1 mm/day in spring and winter. In summer, regions with the highest level of precipitation are located in European part of the Arctic and North Pacific Ocean, with about 8 mm/day. The precipitation bias of CRCM5 simulations when compared to the GPCP dataset is more pronounced in coastal areas. In general, this bias is considerably larger than the bias relative to UDEL. The lack of reliable precipitation observational datasets for the pan-Arctic region makes it nearly impossible to evaluate objectively the skill of CRCM5 to reproduce precipitation pattern. Surface stations are scarce and satellite remote sensing procedures could be biased as well, due to the difficulty in distinguishing cloud from snow/ice cover.

We also analysed the impact of using empirically corrected sea surface temperature (SST). The significantly improved results of CRCM5 historical simulations over CORDEX-Africa domain using this strategy (Hernández-Díaz et al. 2016) motivated us to perform such method over Arctic domain. Positive impact of SST correction are seen through a reduction of the T2m bias over North Pacific Ocean and North Atlantic Ocean in all seasons, as well as over the Bering Sea in summer. This method showed a little impact on precipitation simulation over Arctic region. In contrast to Africa, the capability of improving the simulation appears limited since the presence of sea ice over a large fraction of the domain restricted the regions where SST correction could be applied. Note, however, that although the improvement in simulated precipitation is relatively small, it can be argued to be a positive consequence of the 3-step DD, due to the use of the same physics in the AGCM and RCM.

Future projections of CGCM were compared with those performed with CRCM5 driven by CGCM (CRCM5/CGCM) and driven by the AGCM using bias-corrected SST (CRCM5/AGCM\_e). For conciseness, the discussion of the future projections was restricted to the period from 2071 to 2100, under the scenario RCP8.5 following one of the CORDEX recommendations. The CGCM-projected SIC shows very large reduction, 40% to 60% in summer and 60% to 100% in autumn, hence a nearly September ice-free Arctic Ocean is projected by the end of 21<sup>th</sup> century. The maximum projected sea surface temperature is 16°C in North Pacific Ocean and some other small zones during summer (not shown). Projections show 8°C warming of sea surface temperature during JJA, over Kara and Chukchi Seas and a slight cooling of -1°C in North Atlantic Ocean during cold seasons.

For T2m, the largest projected warming is 22°C in two regions near Kara and Chukchi Seas in winter. The CRCM5/AGCM\_e and CRCM5/CGCM project less warming than the CGCM during winter and more warming during summer over

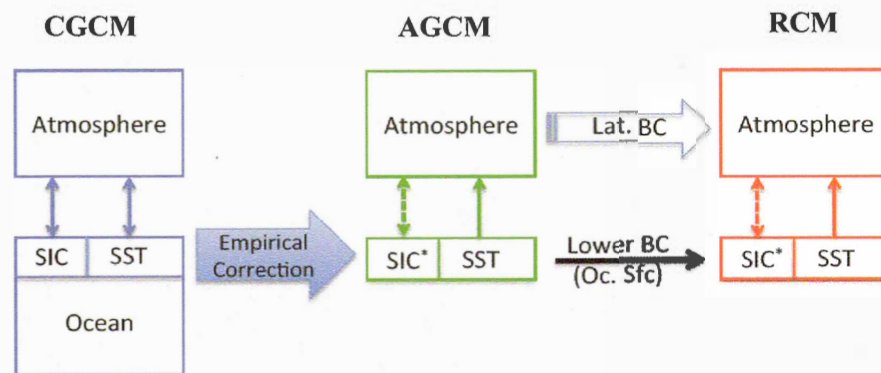


Alaska by 2100. Both CRCM5 simulations project less warming over the Arctic Ocean for fall compared to the CGCM simulation.

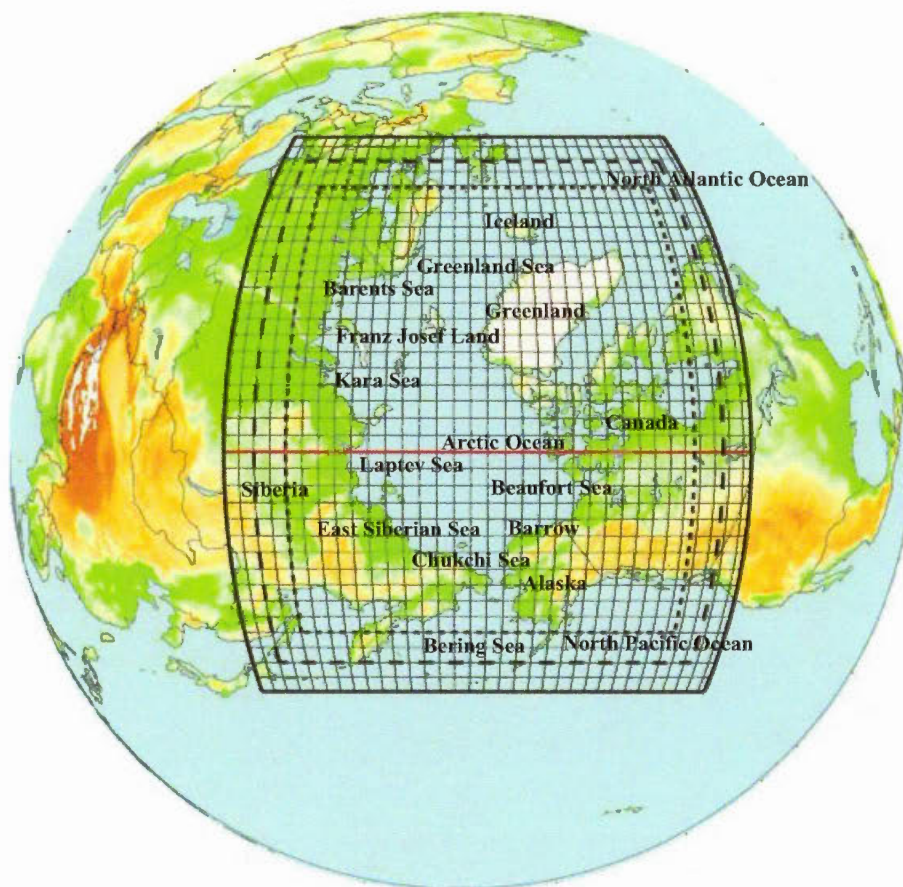
An overall 0.5-2 mm/day increase in precipitation is projected, while in very narrow coastal bands increase is up to 6 mm/day. For summer, CRCM/AGCM\_e projects widespread decreasing precipitation unlike CGCM and CRCM5/CGCM, but the decrease is modest, about 0.5 mm/day.

## Acknowledgements

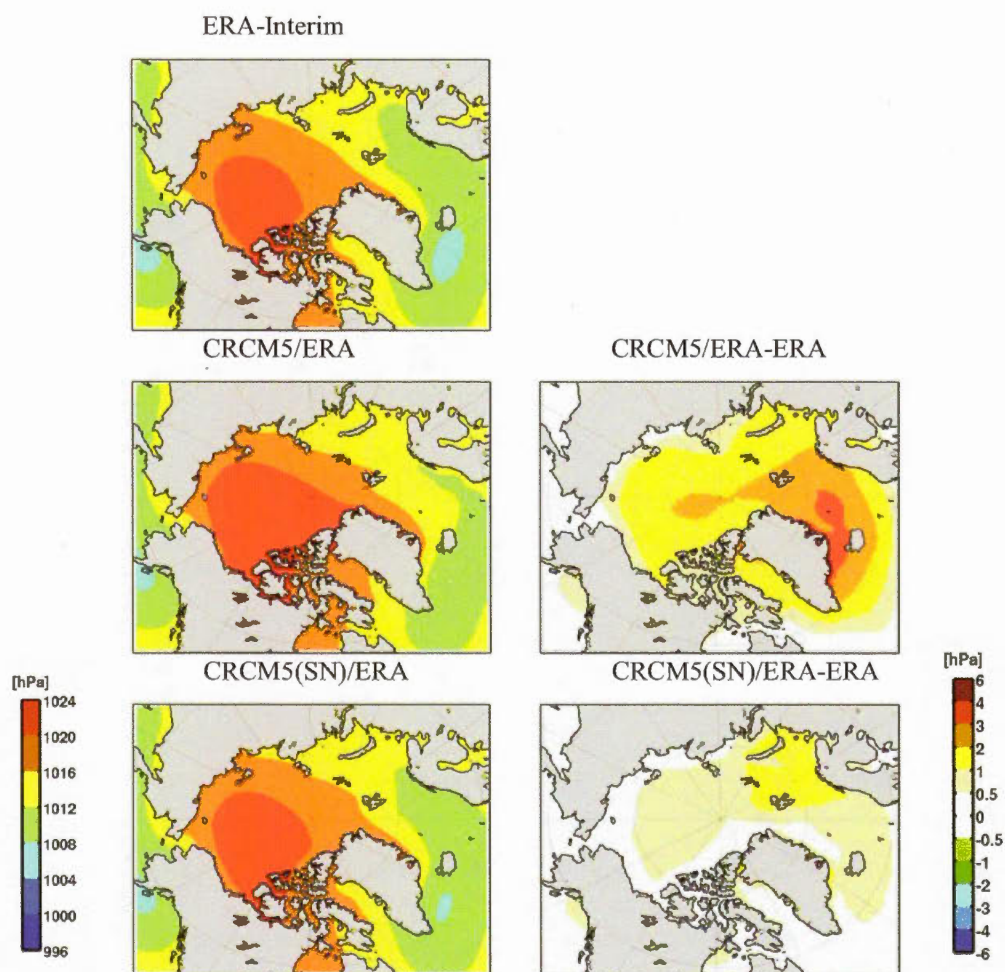
This research was funded in part by the following grants: the project “Marine Environmental Observation, Prediction and Response” (MEOPAR; <http://meopar.ca>) of the Networks of Centres of Excellence (NCE; <http://www.nce-rce.gc.ca>) of Canada, the Discovery Accelerator Supplements Program ([http://www.nserc-crsng.gc.ca/Professors-Professeurs/Grants-Subs/DGAS-SGSA\\_eng.asp](http://www.nserc-crsng.gc.ca/Professors-Professeurs/Grants-Subs/DGAS-SGSA_eng.asp)) of the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC; <http://www.nserc-crsng.gc.ca>), the Canadian Network for Regional Climate and Weather Processes (CNRCWP; <http://www.cnrcwp.uqam.ca>) funded by the NSERC Climate Change and Atmospheric Research (CCAR; [http://www.nserc-crsng.gc.ca/Professors-Professeurs/Grants-Subs/CCAR-RCCA\\_eng.asp](http://www.nserc-crsng.gc.ca/Professors-Professeurs/Grants-Subs/CCAR-RCCA_eng.asp)) program, and the Ouranos Consortium on Regional Climatology and Adaptation to Climate Change ([www.ouranos.ca](http://www.ouranos.ca)). Computations were made on the supercomputer Guillimin of Calcul Québec - Compute Canada (<http://www.calculquebec.ca>) whose operation is funded by the Canada Foundation for Innovation (CFI), NanoQuébec, RMGA and the *Fonds de recherche du Québec - Nature et technologies* (FRQ-NT). The authors thank Mr Georges Huard and Mrs Nadjat Labassi for maintaining an efficient and user-friendly local computing facility. This study would not have been possible without the access to valuable data such as ERA-Interim, CRU, GPCP and TRMM, as well as outputs from the CMIP5 database, in this case the MPI-ESM-LR model output.



**Figure 1.1** Flowchart of the 3-step Dynamical Downscaling approach. Note that while in the AGCM and RCM sea-ice concentration (SIC) and sea-surface temperature (SST) are specified, sea-ice thickness and sea-ice temperature are calculated (taken from HD 2016)

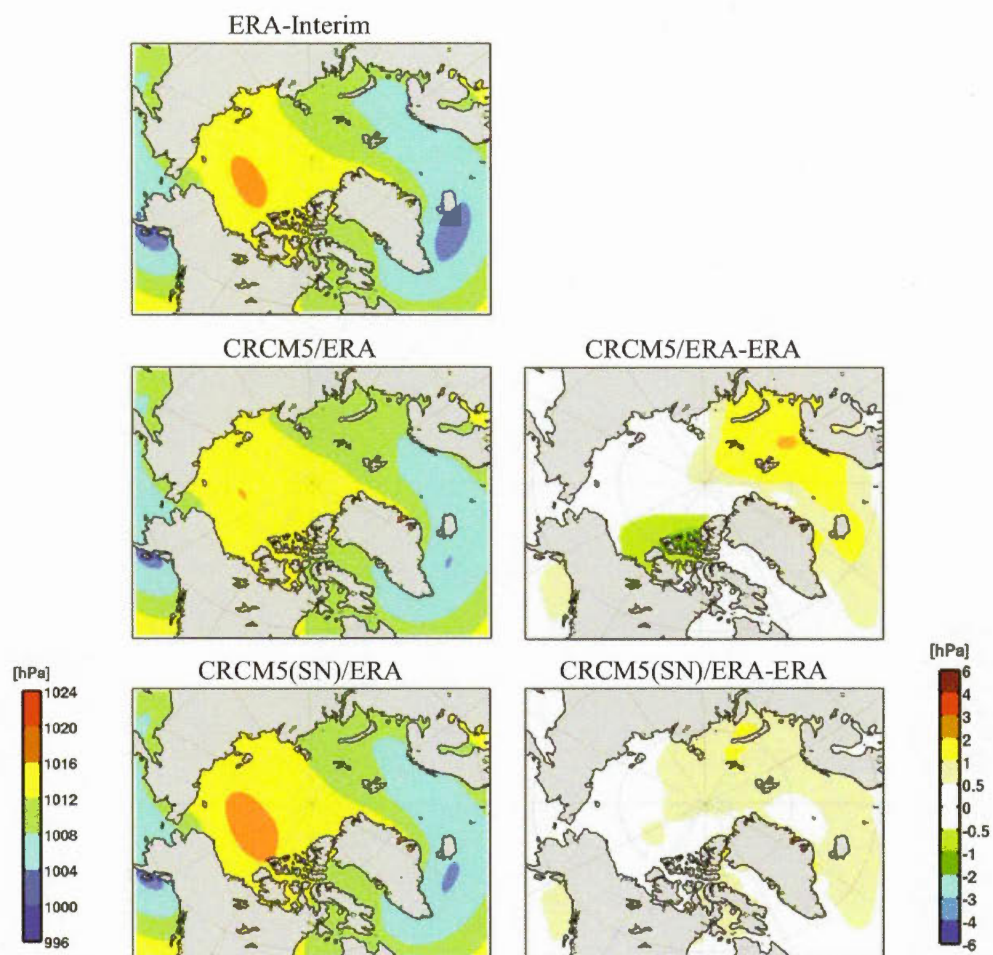


**Figure 1.2** CORDEX-Arctic domain for the 0.44° CRCM5 simulation, including the 10 grid point semi-Lagrangian halo and the 10 grid point Davies sponge zone; only every 10<sup>th</sup> grid box are displayed

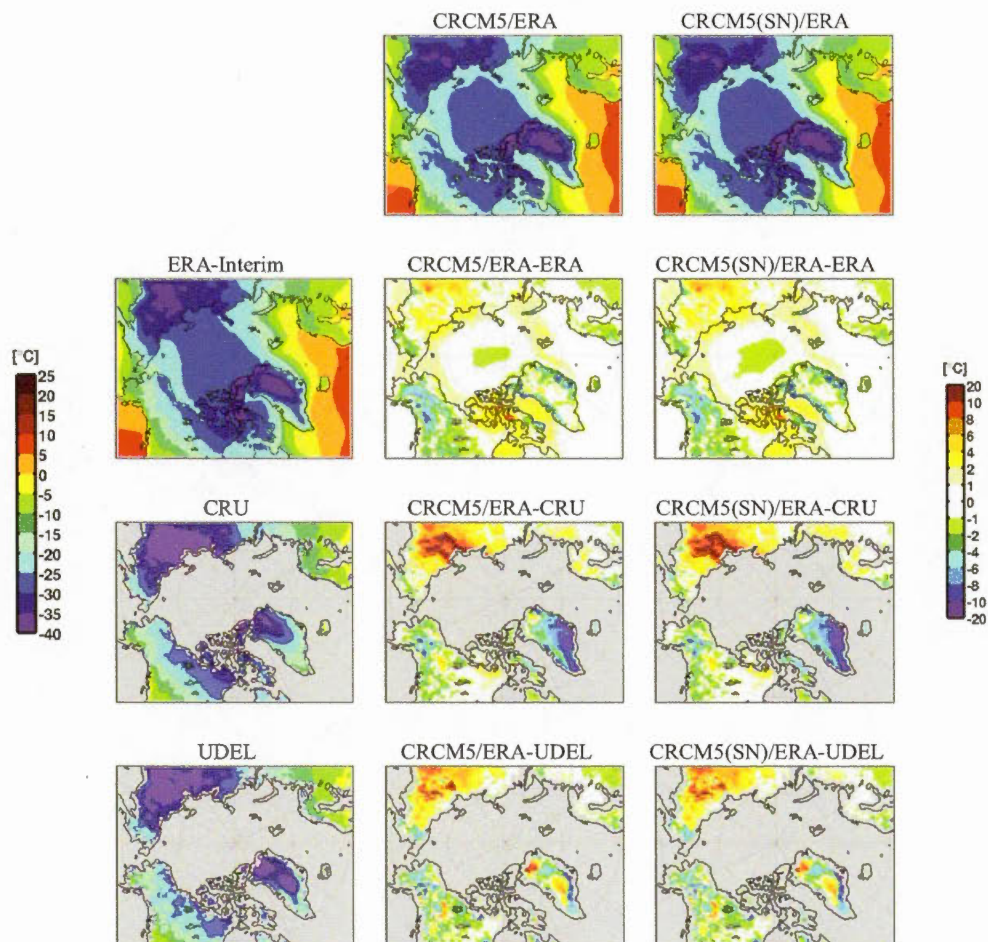


**Figure 1.3** Left column: Spring mean sea level pressure (hPa) for the 1981-2010 period, from ERA-Interim, CRCM5 without and with large-scale spectral nudging (SN). Right column: Differences between CRCM5 without and with SN with ERA-Interim

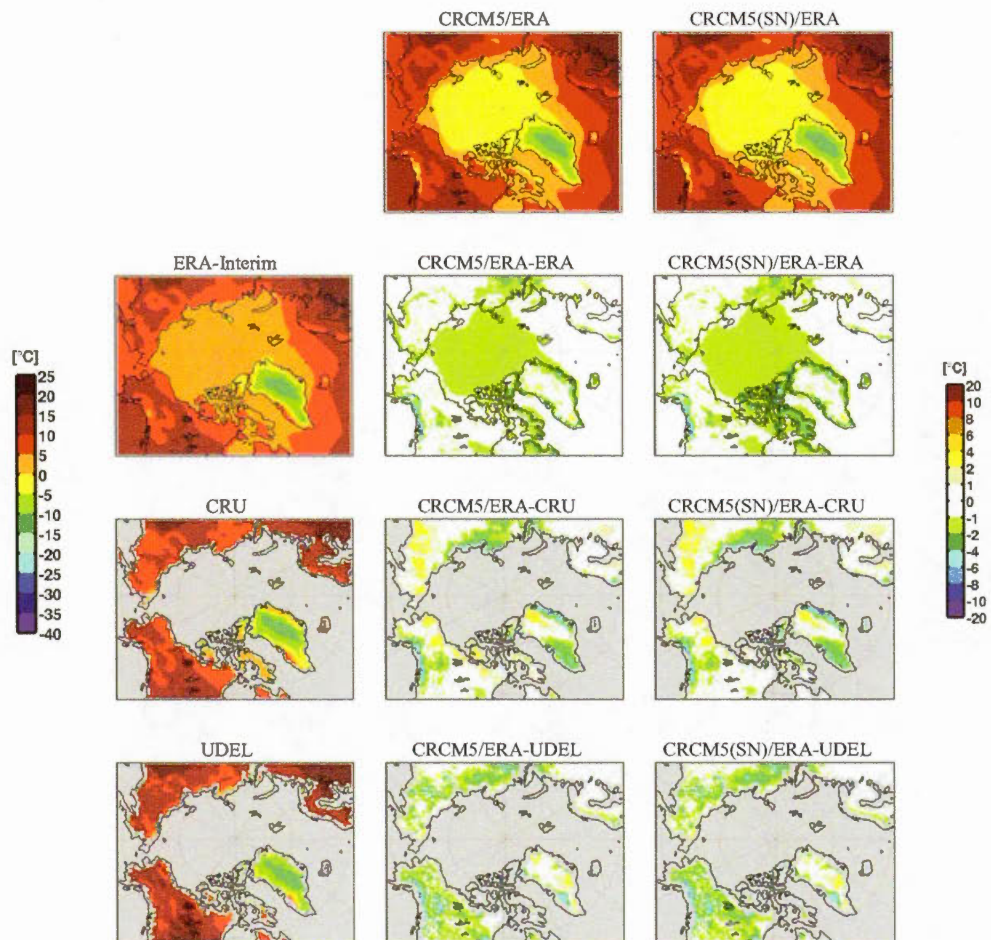




**Figure 1.4** As Figure 1.3, but for autumn

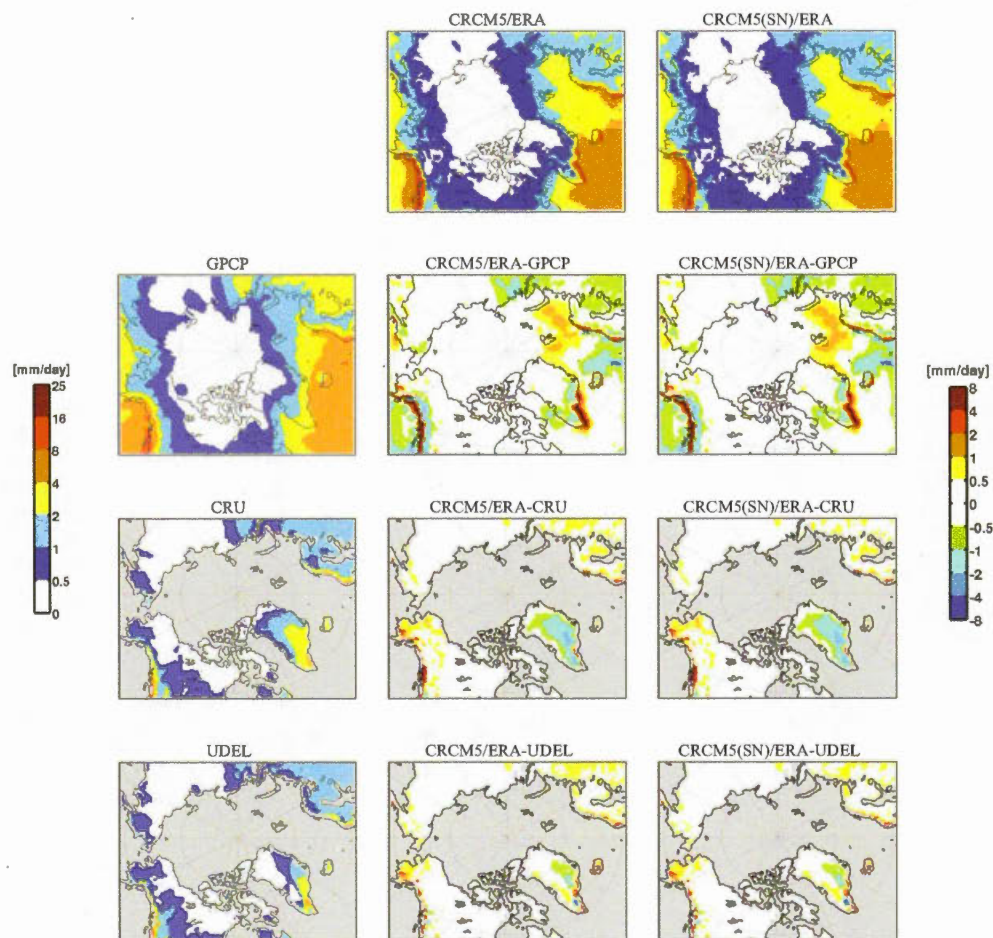


**Figure 1.5** DJF 2-meter temperature (°C) averaged over 1981-2010. In the 1<sup>st</sup> column, observational data from ERA-Interim, CRU and UDEL (2<sup>nd</sup> to 4<sup>th</sup> rows, respectively). In the top row, CRCM5 simulations without SN and with SN (2<sup>nd</sup> and 3<sup>rd</sup> columns, respectively). The other panels show the differences between the simulation shown in the top row and the reference dataset in the 1<sup>st</sup> column

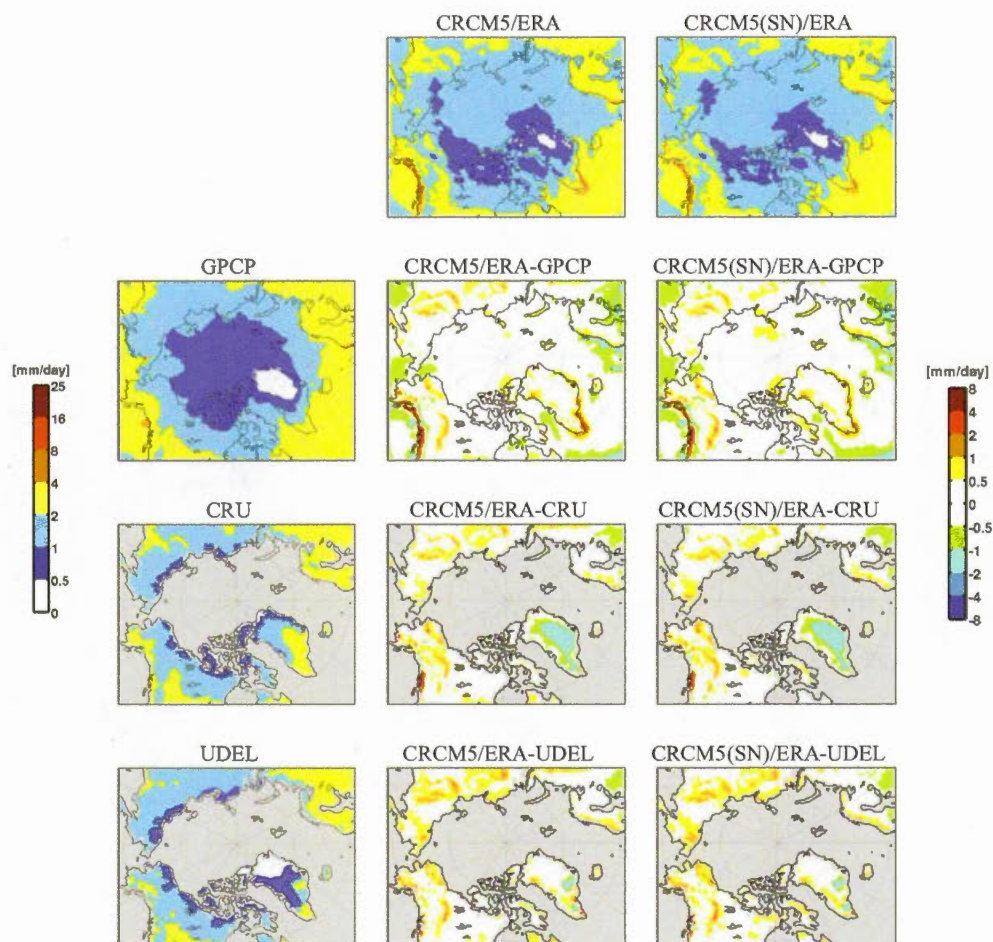


**Figure 1.6** As Figure 1.5, but for JJA

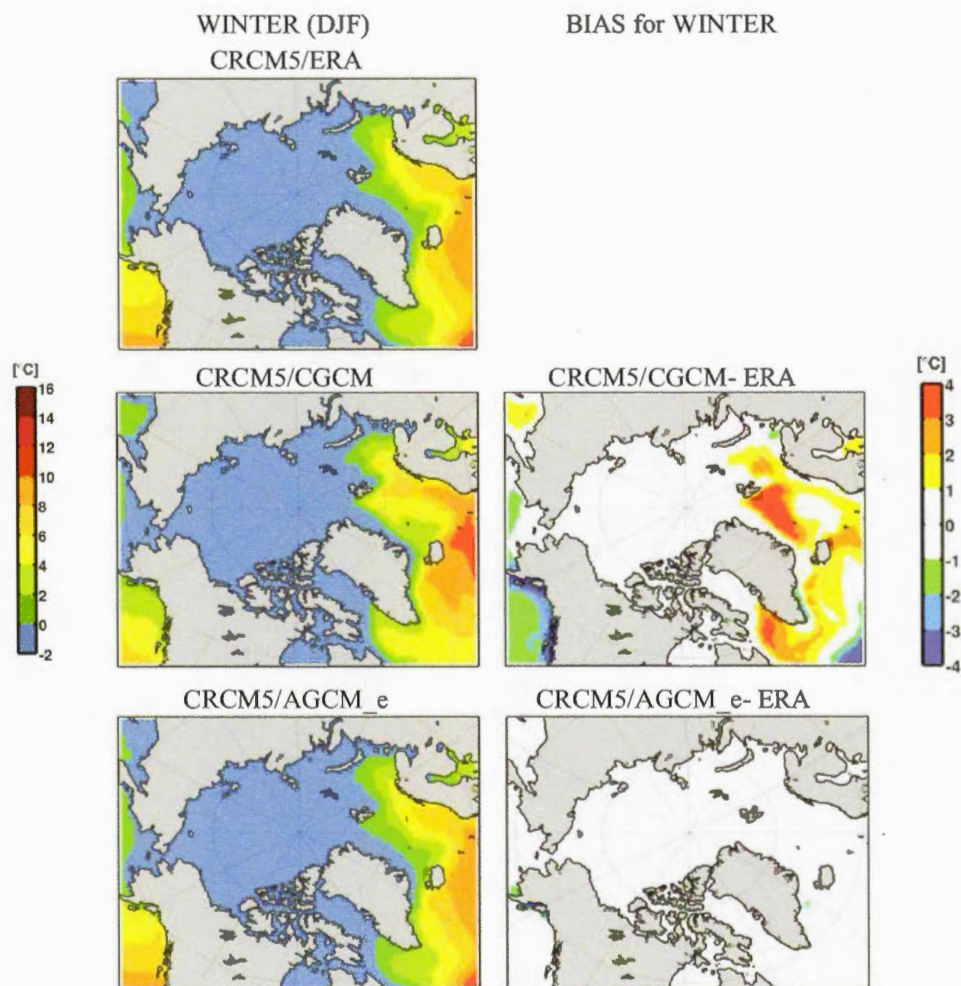




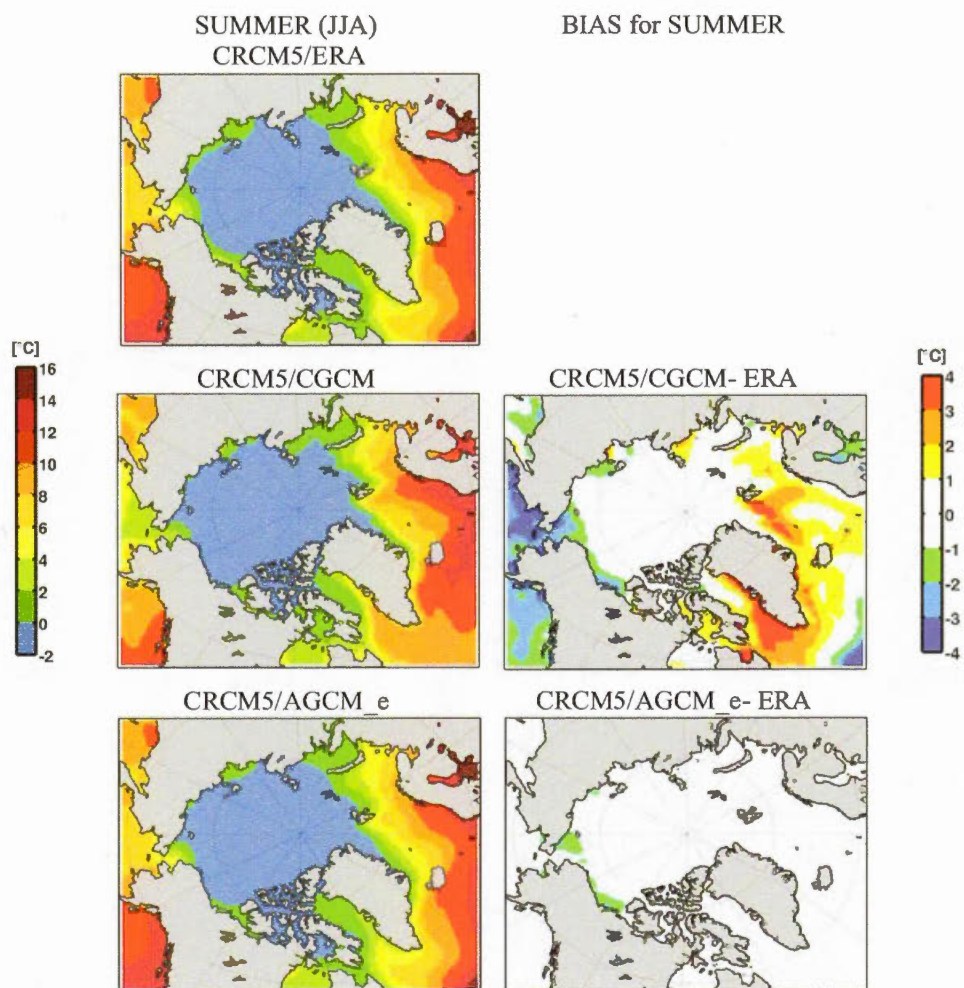
**Figure 1.7** DJF precipitation (mm/day) averaged over 1981-2010. In the 1<sup>st</sup> column, observational data from GPCP, CRU and UDEL (2<sup>nd</sup> to 4<sup>th</sup> rows, respectively). In the top row, CRCM5 simulations without SN and with SN (2<sup>nd</sup> and 3<sup>rd</sup> columns, respectively). The other panels show the differences between the simulation shown in the top row and the reference dataset in the first column



**Figure 1.8** As Figure 1.7, but for JJA

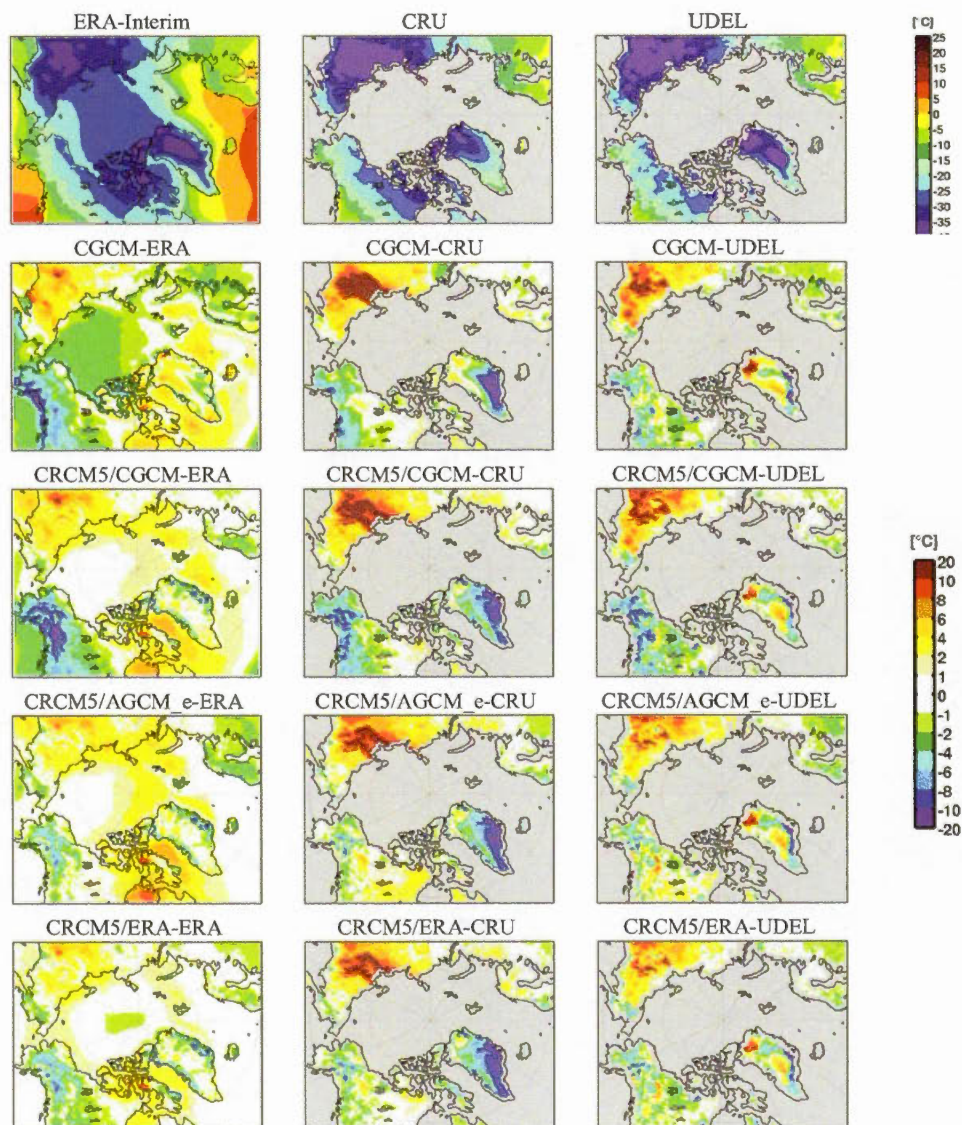


**Figure 1.9** DJF SST averaged over 1981-2010, for CRCM5/ERA (1<sup>st</sup> row), CRCM5/CGCM (2<sup>nd</sup> row), CRCM5/AGCM\_e (3<sup>rd</sup> row), in the 1<sup>st</sup> column. The corresponding differences with ERA-Interim are shown in the 2<sup>nd</sup> column

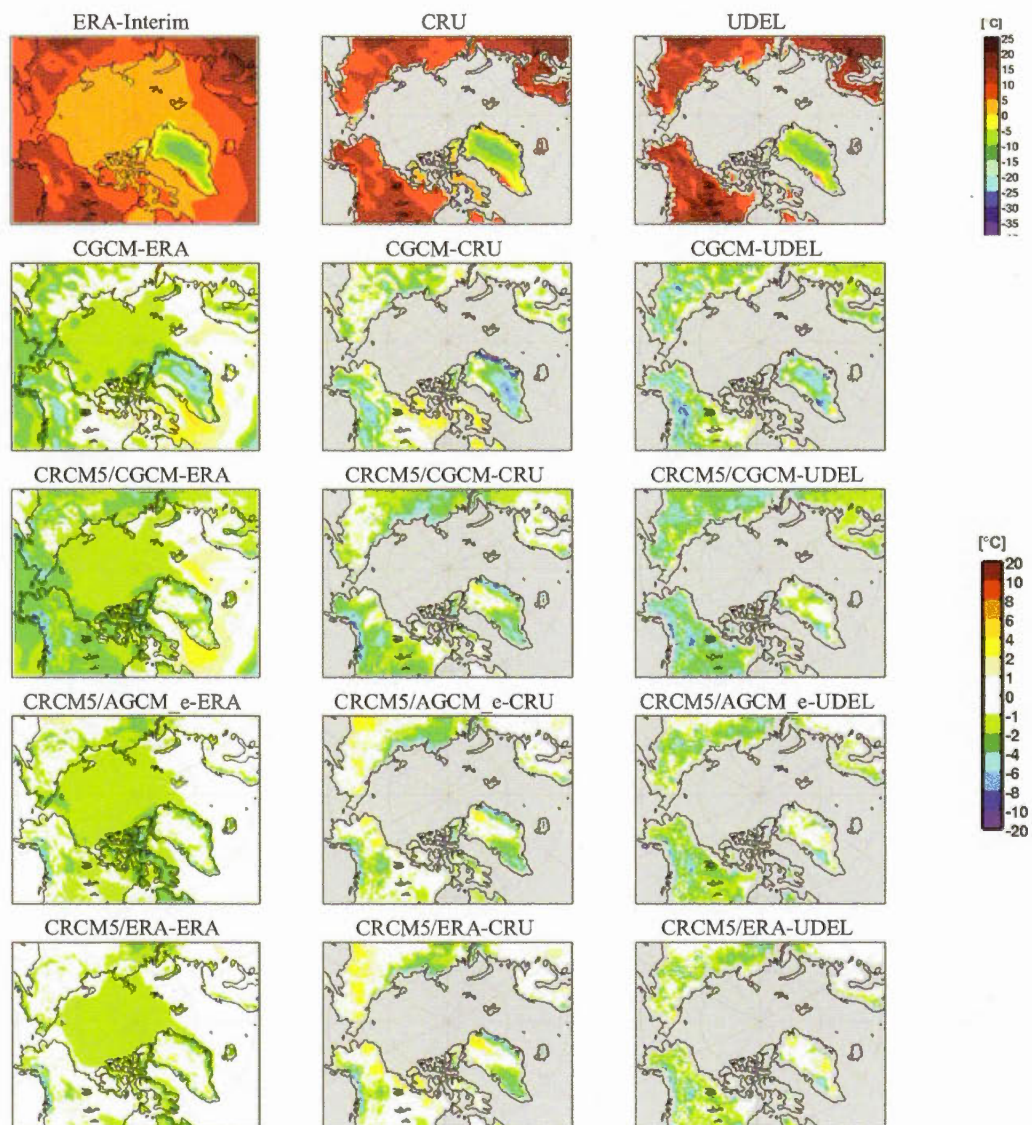


**Figure 1.10** As Figure 1.9, but for JJA



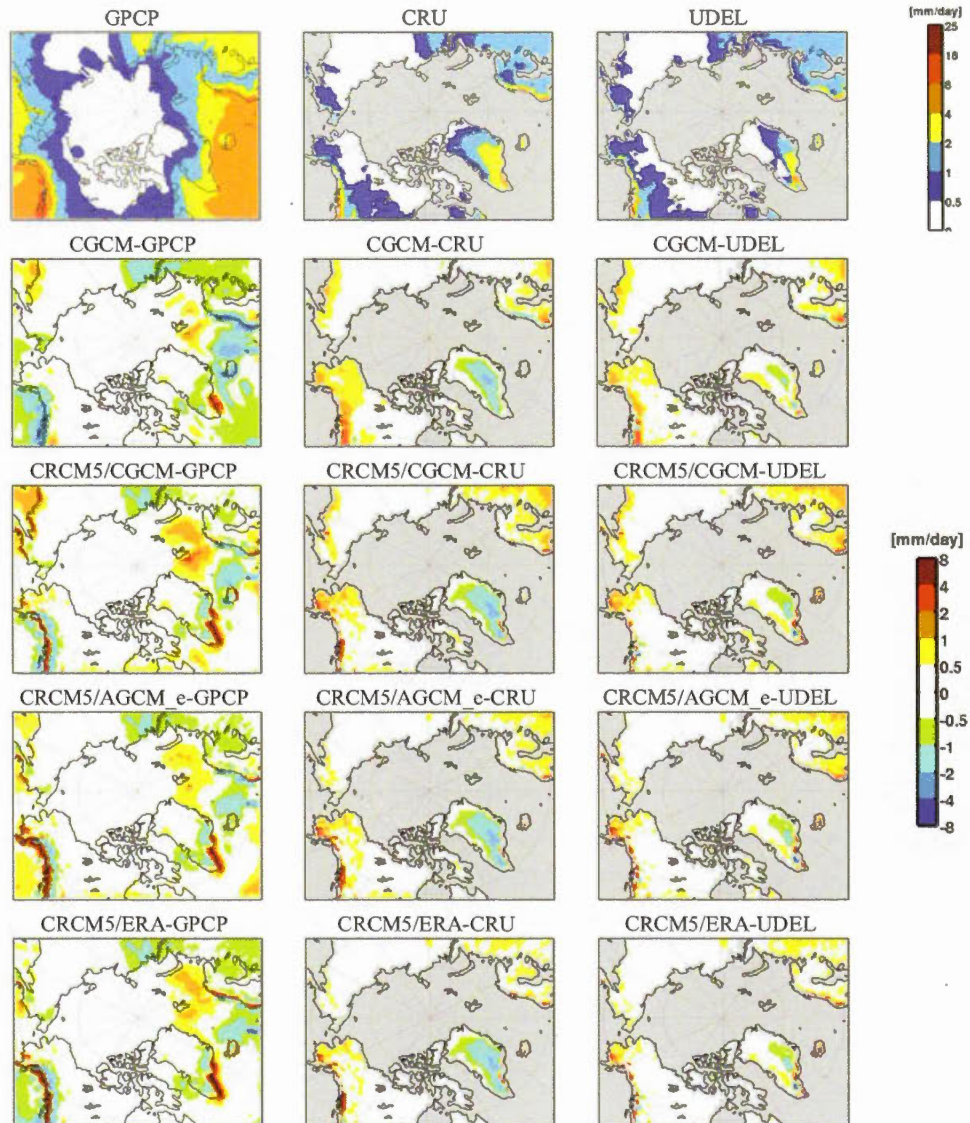


**Figure 1.11** DJF T2m averaged over 1981-2010, from the references in the 1<sup>st</sup> row as ERA-Interim (1<sup>st</sup> column), CRU (2<sup>nd</sup> column) and UDEL (3<sup>rd</sup> column). The biases of CGCM (2<sup>nd</sup> row), CRCM5/CGCM (3<sup>rd</sup> row), CRCM5/AGCM\_e (4<sup>th</sup> row) and CRCM5/ERA in (5<sup>th</sup> row) with every reference are shown in the corresponding column

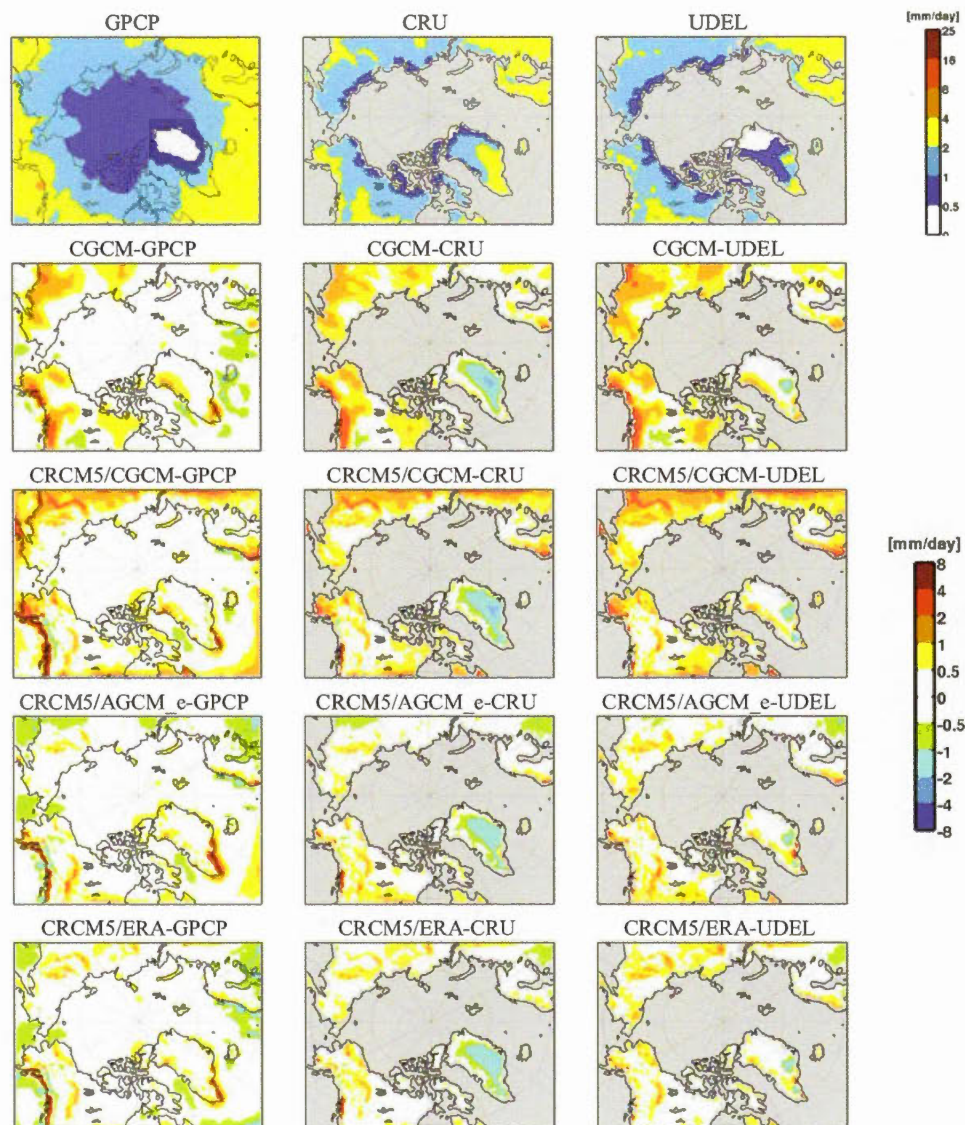


**Figure 1.12** As Figure 1.11, but for JJA



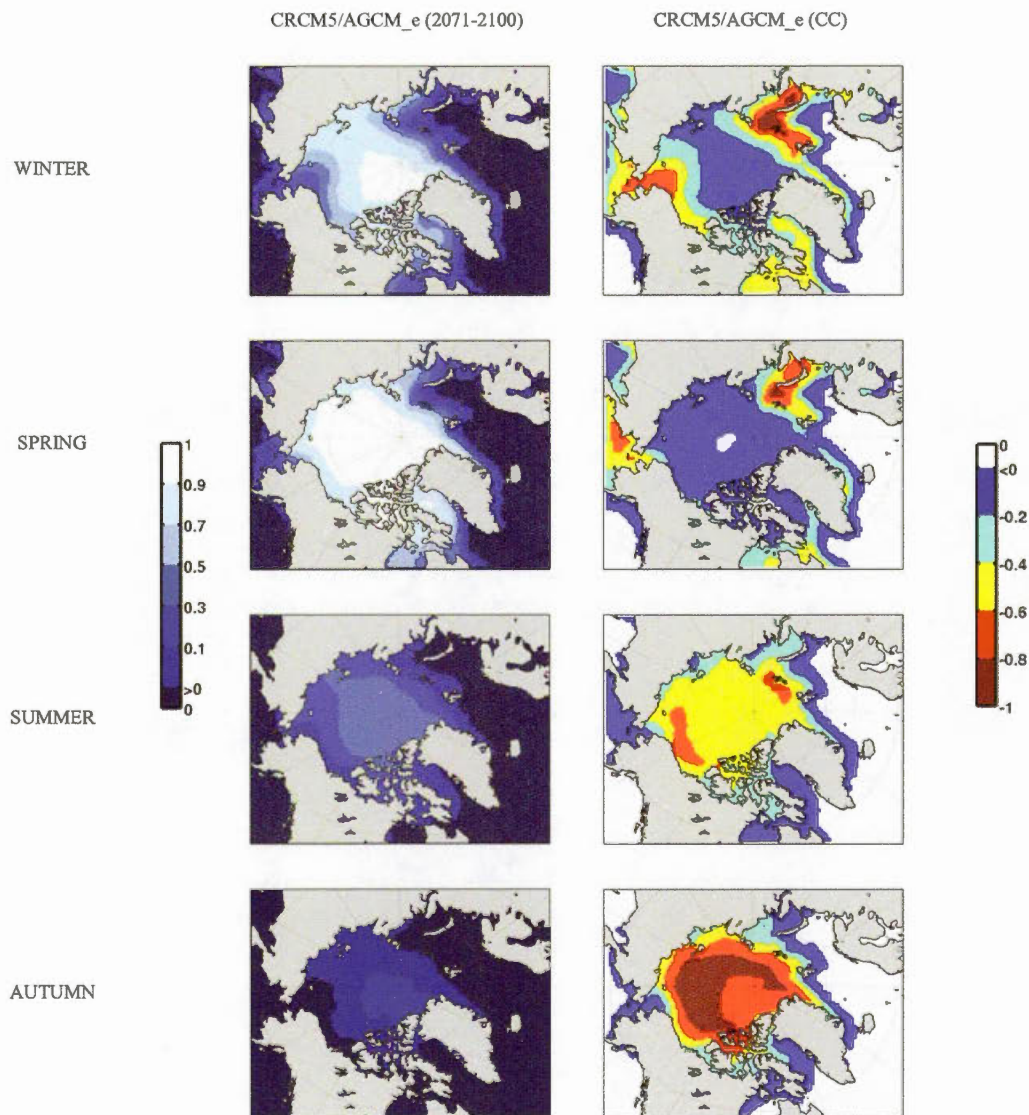


**Figure 1.13** In the top row, DJF precipitation (mm/day) averaged over 1981-2010, from three references: GPCP (1<sup>st</sup> column), CRU (2<sup>nd</sup> column) and UDEL (3<sup>rd</sup> column). The biases of CGCM (2<sup>nd</sup> row), CRCM5/CGCM (3<sup>rd</sup> row), CRCM5/AGCM\_e (4<sup>th</sup> row) and CRCM5/ERA (5<sup>th</sup> row) with every reference are shown in the corresponding column

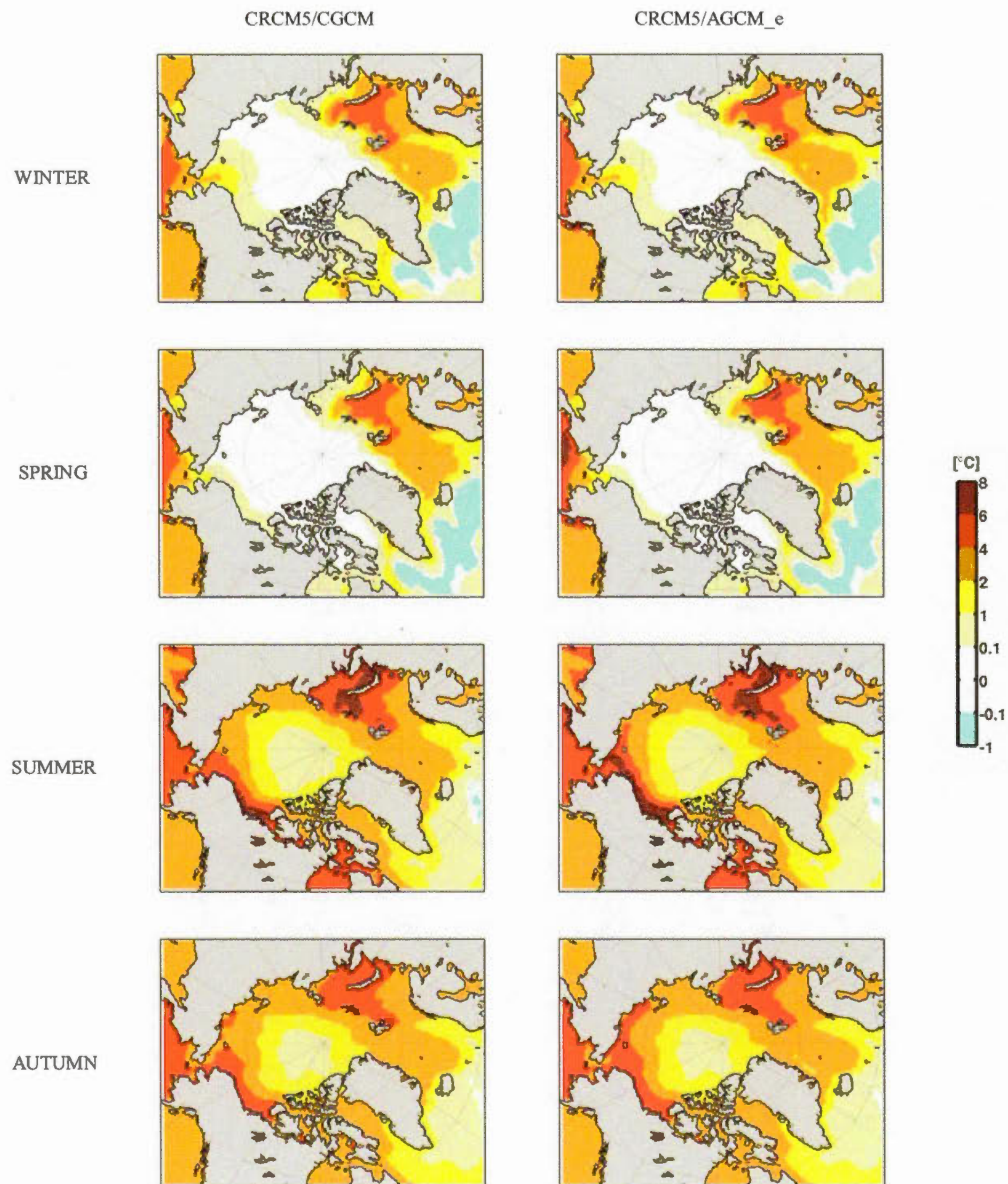


**Figure 1.14** As Figure 1.13, but for JJA

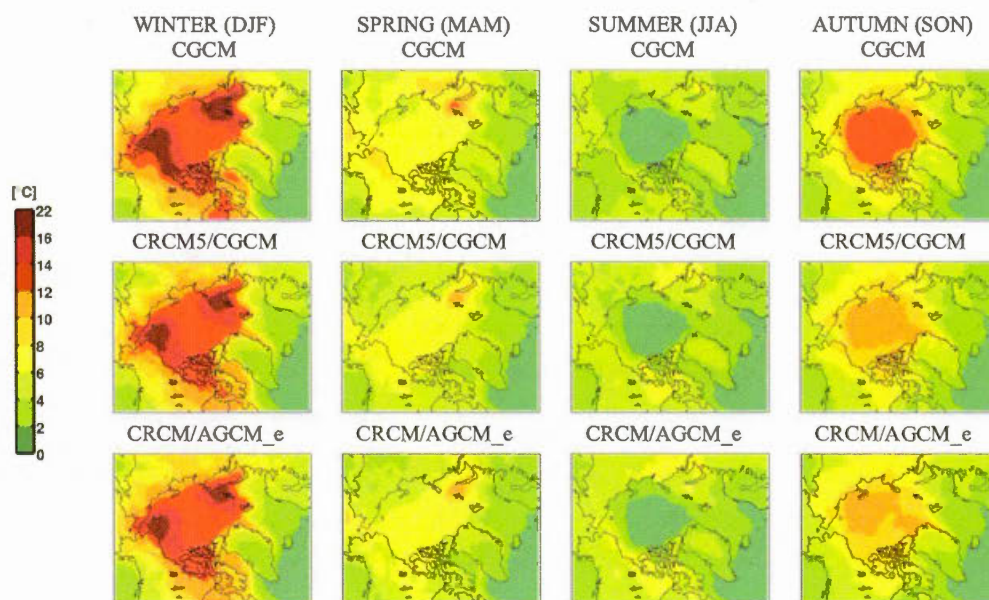




**Figure 1.15** Seasonal mean sea-ice concentration (SIC) for the future period 2071-2100, projected by CRCM5/AGCM\_e (1<sup>st</sup> column), for winter, spring, summer and autumn (in 1<sup>st</sup> to 4<sup>th</sup> rows, respectively). The 2<sup>nd</sup> column shows the corresponding SIC changes (2071-2100) - (1981-2010)

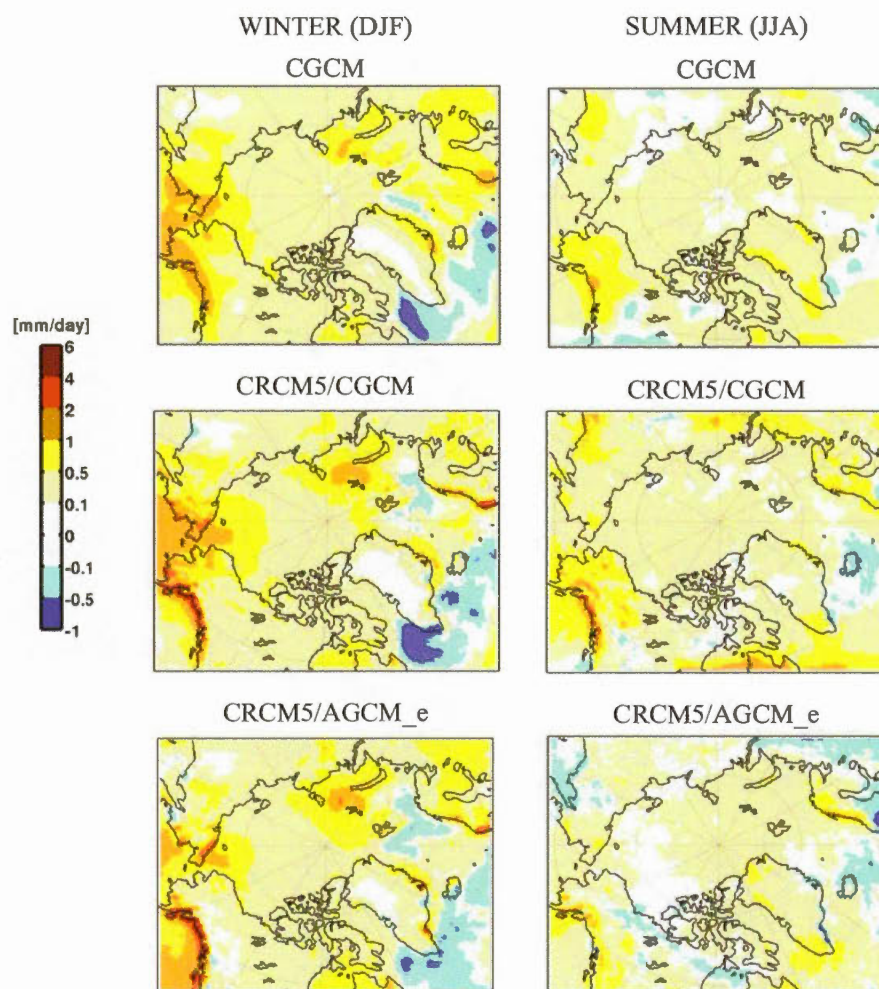


**Figure 1.16** Seasonal mean SST changes (2071-2100) – (1981-2010) projected by CRCM5/CGCM (1<sup>st</sup> column) and by CRCM5/AGCM\_e (2<sup>nd</sup> column), for winter, spring, summer and autumn (in 1<sup>st</sup> to 4<sup>th</sup> s, respectively)

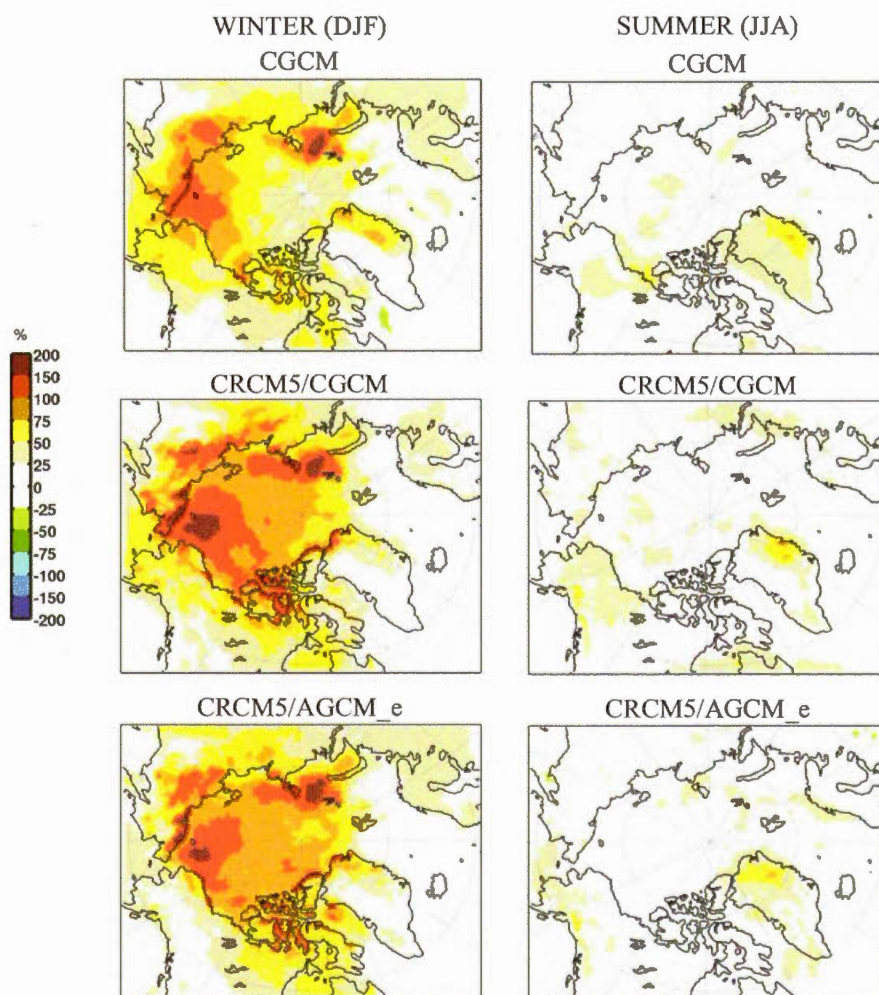


**Figure 1.17** Projected changes (2071-2100) – (1981-2010) for T2m by CGCM (1<sup>st</sup> row), CRCM5/CGCM (2<sup>nd</sup> row), CRCM5/AGCM\_e (3<sup>rd</sup> row). The first column is specified for winter and the second, third and last are specified for spring, summer and autumn respectively





**Figure 1.18** Projected changes (2071-2100) – (1981-2010) for precipitation by CGCM (1<sup>st</sup> row), CRCM5/CGCM (2<sup>nd</sup> row), CRCM5/AGCM\_e (3<sup>rd</sup> row). The first column is for winter and the second for summer



**Figure 1.19** As Figure 1.18, but for relative change (%)

## CONCLUSION

L'Arctique est l'une des régions les plus difficiles à simuler en modélisation régionale du climat en raison de la présence de la glace de mer qui est reconnue comme l'un des grands défis en modélisation de la science du climat (Kattsov et al. 2010). Au cours des dernières décennies, un phénomène appelé amplification arctique est observé dans cette région. La tendance au réchauffement dans l'Arctique s'est amplifiée (Serreze et Francis 2006, Holland et Bitz 2003), le réchauffement est presque deux fois plus important que pour les autres parties du globe (ACIA 2004). Les simulations et les projections du climat arctique sont plus difficiles par rapport aux régions des latitudes moyennes à cause de plusieurs rétroactions et mécanismes existants que ne sont pas encore bien connus et paramétrés (Bony et al. 2006) comme la rétroaction des mers de fonte (Liu et al. 2015). Il y a beaucoup d'interactions et de rétroactions inter-reliées qui ne sont pas faciles à suivre et à modéliser, telles que la rétroaction de l'albédo de la glace de mer, la température, les nuages et la vapeur d'eau. Dans certains cas, il n'est même pas très clair qu'une rétroaction soit positive ou négative dans l'Arctique en raison des caractéristiques très uniques de cette région comme la rétroaction des nuages (Callaghan et al. 2012). Les changements climatiques de l'Arctique peuvent avoir un impact sur les conditions météorologiques dans les latitudes moyennes, ce qui double l'importance de modéliser le climat de cette région (Barnes et Screen 2015). Ces effets consistent en des changements dans les trajectoires des tempêtes, le courant jet et les ondes planétaires qui transportent de la chaleur et de l'humidité. Le manque d'observations directes dans la troposphère et des erreurs substantielles, même pour les meilleures réanalyses comme ERA-Interim, est une autre problématique pour analyser les simulations sur l'Arctique.

L'objectif principal de ce mémoire portait sur l'évaluation du Modèle Régional Canadien du Climat de 5<sup>e</sup> génération (MRCC5) suivant le protocole CORDEX, sur le domaine arctique, qui est très stimulant à modéliser. Des simulations rétrospectives du MRCC5 ont premièrement été analysées pour identifier les biais systématiques du modèle. La réanalyse ERA-Interim a été utilisée comme conditions aux frontières presque parfaites pour éliminer d'autres biais qui pourraient avoir un effet sur les simulations du MRCC5, afin de calculer des biais causés exclusivement par la structure du modèle.

L'effet du pilotage spectral des grandes échelles a également été évalué sur les simulations du MRCC5. La circulation atmosphérique de grande échelle simulée par le modèle régional peut s'écarter du modèle pilote avec le temps étant donné la nature chaotique de l'atmosphère. La méthode du pilotage spectral sert à ajuster la solution du modèle régional du climat vers les variables dynamiques du modèle pilote telles que le vent horizontal. Les simulations rétrospectives du MRCC5 avec pilotage spectral ont également été analysées pour évaluer l'efficacité de cette méthode sur la région arctique.

Le MRCC5 a montré une bonne aptitude à simuler les caractéristiques générales du climat historique (1981-2010), en particulier la circulation atmosphérique. Le plus grand biais de la pression au niveau de la mer (PNM) ne dépasse pas 4 hPa, lequel a été réduit à 1 hPa au printemps après avoir utilisé la méthode du pilotage spectral. La température à 2 mètres (T2m) était particulièrement biaisée en hiver (par exemple biais chaud de 20°C sur la Sibérie par rapport à CRU). Le biais de la précipitation dépend également des bases de données de référence, mais généralement les biais sont les plus importants dans les zones côtières avec une topographie prononcée, particulièrement en hiver et en automne à cause des vents forts. Les biais varient beaucoup selon les bases de données de référence utilisées, car ces bases de données comportent beaucoup d'incertitudes en raison de la faible densité de stations météorologiques dans le nord du Canada et le pourtour de l'Arctique. Les biais de

T2m et de la précipitation par rapport à la base de données UDEL sont plus faibles que pour les autres bases de données (presque diminués de moitié). La méthode de pilotage spectral n'a pas eu beaucoup d'effets sur la température à 2 mètres et sur la précipitation dans les simulations du MRCC5.

Dans une autre expérience, différentes conditions aux frontières ont été utilisés pour forcer le MRCC5 afin de vérifier la sensibilité du modèle. Le MRCC5 a été piloté par une simulation du Modèle Climatique Global Couplé (MCGC) MPI-ESM-LR. Comme cette simulation fournit des conditions aux frontières imparfaites, le biais des variables modélisées par le MRCC5 est affecté par une combinaison du biais systématique du modèle plus l'effet des conditions aux frontières imparfaites. Les simulations du MRCC5 pilotées par le MPI-ESM-LR ont été comparées à des simulations du MRCC5 pilotées par un modèle global atmosphérique MCGA\_e constitué du modèle GEM utilisant la température de surface de la mer (TSM) du MPI-ESM-LR corrigée empiriquement pour lui soustraire ses biais systématiques. Cette approche est basée sur le fait que les conditions de surface de la mer (TSM et concentration de la glace de mer (SIC)) sont systématiquement biaisées principalement en raison de la résolution grossière des MCGCs (Bruyère et al. 2014, Xu et Yang 2012). Contrairement à l'étude de Hernández-Díaz et al. (2016) sur l'Afrique, aucune correction n'a été appliquée à la concentration de glace de mer dans notre travail. Chaque fois que la TSM corrigée était jugée incohérente avec le SIC simulé par le MCGC, elle a été ajustée pour être cohérente avec SIC. Les analyses ont montré que, contrairement à l'impact significatif de la correction empirique des conditions de surface de la mer sur l'Afrique obtenu par Hernández-Díaz et al. (2016), cette méthode n'a pas été aussi efficace sur l'Arctique. La raison est probablement qu'avec la présence de la glace de mer sur de vastes étendues de l'océan Arctique où la TSM est supposée constante à la température de congélation ( $-1.9^{\circ}\text{C}$ ), ainsi la correction de la TSM est limitée au pourtour de la glace de mer contrairement à la correction faite sur l'Afrique. Cependant, une bonne réduction du biais de la T2m sur



l'océan Pacifique Nord (biais froid de  $-4^{\circ}\text{C}$  qui a été réduit en hiver et en été) et l'océan Atlantique Nord (biais chaud de  $+4^{\circ}\text{C}$  qui a été réduit en été) a eu un effet bénéfique sur les simulations historiques en corrigeant aussi la température de surface des continents.

Pour calculer la valeur ajoutée, les simulations de MRCC5/MCGC ont été comparées à celle du MCGC. La valeur ajoutée consiste aux détails plus riches que les MRCs sont capables de générer en raison de leur résolution spatiale plus fine, ce qui résulte en une meilleure représentation des forçages de surface tels que les contrastes terre-mer, la topographie et les côtes, par rapport aux MCGCs. Le MRCC5 a ajouté de la valeur lors de la simulation de la T2m en hiver, de sorte que le biais froid de  $-4^{\circ}\text{C}$  dans les simulations de MCGC a été réduit sur l'océan Arctique central dans les simulations du MRCC5 piloté par le MCGC. Cependant, peu de valeur ajoutée a été notée pour les autres variables et les autres saisons pour diverses raisons. Comme discuté précédemment, il existe un biais systématique dans la TSM et, dans notre correction empirique, on a supposé que ce biais persistera dans les projections futures. Il est donc possible que les projections futures du MRCC5 pilotées par MCGA\_e pourraient fournir des calculs plus réalistes pour les projections de changements climatiques. Afin de vérifier l'effet de la correction de la TSM dans les projections futures, les projections futures du MRCC5 pilotées par le MCGC (MRCC5/MCGC) et pilotées par le MCGA utilisant la TSM corrigée (MRCC5/MCGA\_e) ont été comparées aux projections du MCGC. Le scénario de gaz à effet de serre RCP 8.5 a été utilisé suivant la recommandation du projet CORDEX. Deux périodes futures de 30 ans (2041-2070) et (2071-2100) ont été analysées. La différence entre le climat futur et le climat historique simulé (1981-2010) pour chaque variable donne le changement climatique. Pour toutes les variables, les patrons de changements climatiques projetés pour la période future proche (2041-2070) sont similaires aux projections du futur éloigné (2071-2100),

mais les changements sont plus importants dans le futur éloigné, parce que le forçage radiatif de RCP 8.5 devient plus fort.

À la fin du 21<sup>e</sup> siècle, selon les simulations réalisées par le MRCC5, la concentration de la glace de mer dans l'océan Arctique en automne se réduira entre 60 et 100%, le changement minimal de la concentration de la glace de mer étant prévu pour le printemps, avec une réduction de 20%. Il y a deux régions près des mers de Kara et de Chukchi qui montrent le premier signe de la réduction de la glace de mer pendant le printemps et l'hiver. La hausse maximale projetée de la température de la surface de la mer est de 16°C. Par contre, un léger refroidissement de -1°C de la température de surface de la mer est projeté sur l'océan Atlantique Nord.

Pour la T2m, le réchauffement est plus marqué en hiver (autour de 22°C) aux deux mêmes endroits où il y a la plus grande réduction de la glace de mer (mers de Kara et de Chukchi). Le MRCC5/MCGA\_e et MRCC5/MCGC prévoient un réchauffement moindre par rapport à la projection de MCGC sur Alaska au l'hiver, mais une température légèrement plus chaude pendant l'été. À l'automne, un réchauffement de 12°C de la T2m est projeté sur l'océan Arctique par le MRCC5 piloté par MCGC et MCGA\_e, tandis que la projection du MCGC montre un réchauffement de 14°C (donc 2°C plus chaud).

Comme attendu, en raison d'une température plus élevée et d'une quantité de vapeur d'eau plus élevée dans l'atmosphère au cours des décennies à venir, une augmentation de 0.5 à 2 mm/jour de la précipitation est projetée par le MRCC5. Cette quantité représente un changement relatif important puisque la quantité de précipitation sur l'Arctique est généralement faible. Le MRCC5/MCGA\_e montre une réduction de la précipitation en été, contrairement aux projections du MCGC et du MRCC5/MCGC.

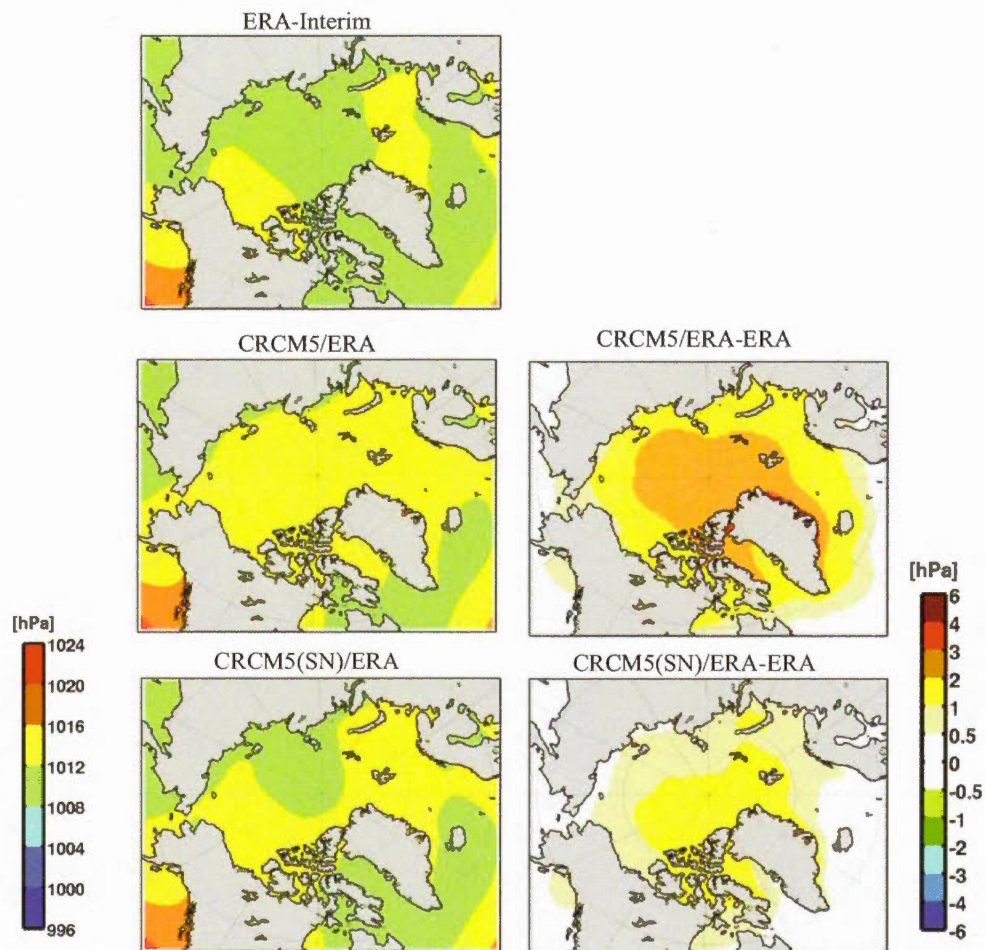
De façon générale, les projections du MRCC5/MCGA\_e qui utilisent les TSM corrigées sont semblables aux projections du MRCC5/MCGC. Ceci s'explique par la robustesse du changement climatique simulé qui est peu sensible à une petite

correction sur les conditions de la frontière inférieure du modèle. Cependant, si les projections avec et sans correction de la TSM étaient très différentes, nous ne pourrions pas conclure laquelle est la plus réaliste en raison de toutes les incertitudes dans les projections climatiques du futur.

Pour faire suite à cette recherche, les simulations et les projections avec le MRCC5 utilisant des maillages plus fins et d'autres scénarios de gaz à effet de serre pourraient être réalisées. L'analyse de la variabilité du climat associée à l'oscillation l'Arctique (AO) et à l'oscillation de l'Atlantique Nord (NAO) et les extrêmes pourrait également constituer une prochaine étape. Enfin, le couplage du MRCC5 avec un modèle océanique régional pourrait être planifié comme travail à venir. La correction de la seule TSM ne semble pas être efficace dans la région arctique en raison de la présence de grandes étendues de glace de mer, mais l'utilisation d'un modèle océanique régional avec une résolution plus fine pourrait fournir des conditions plus réalistes à la frontière inférieure du modèle régional de climat.

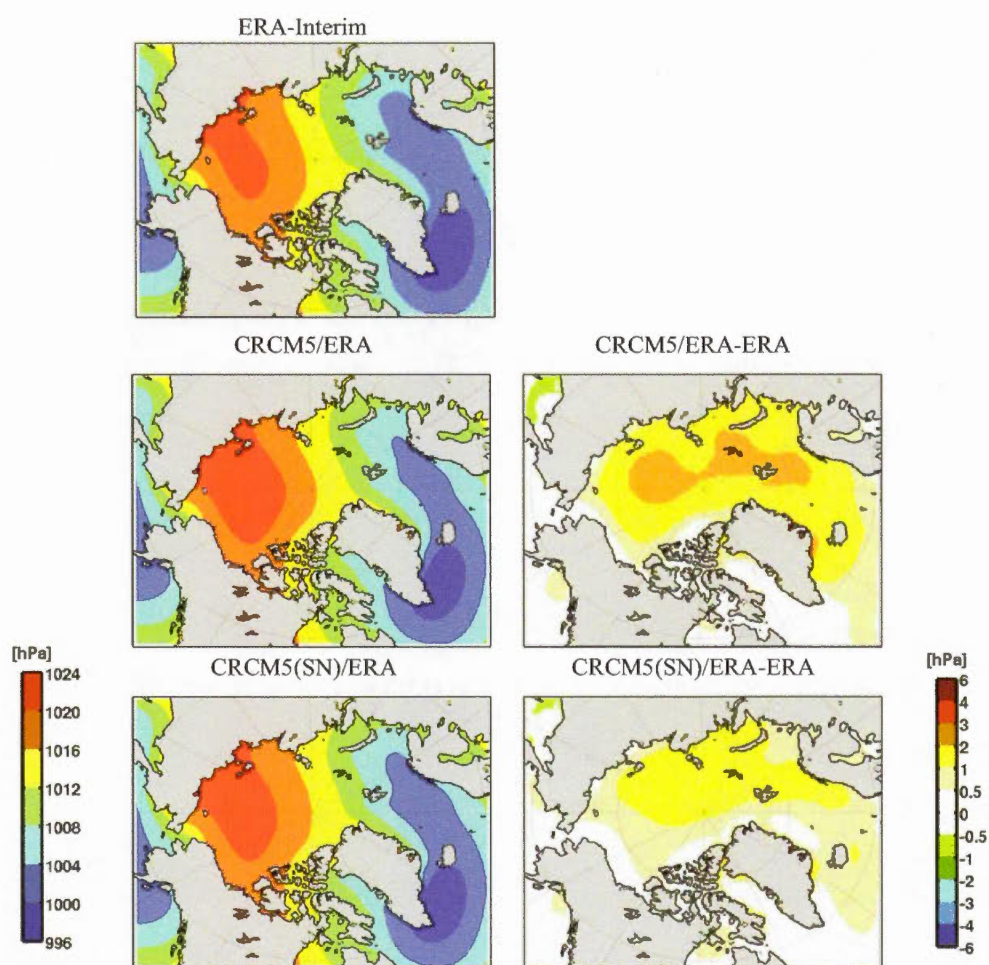
## ANNEXE A

Figures supplémentaires de variables discutées dans le chapitre (changements climatiques du future proche et les saisons printemps et l'automne) et d'autres variables n'ayant pas été mentionnées antérieurement comme la hauteur du géopotential et la variabilité transitoire.



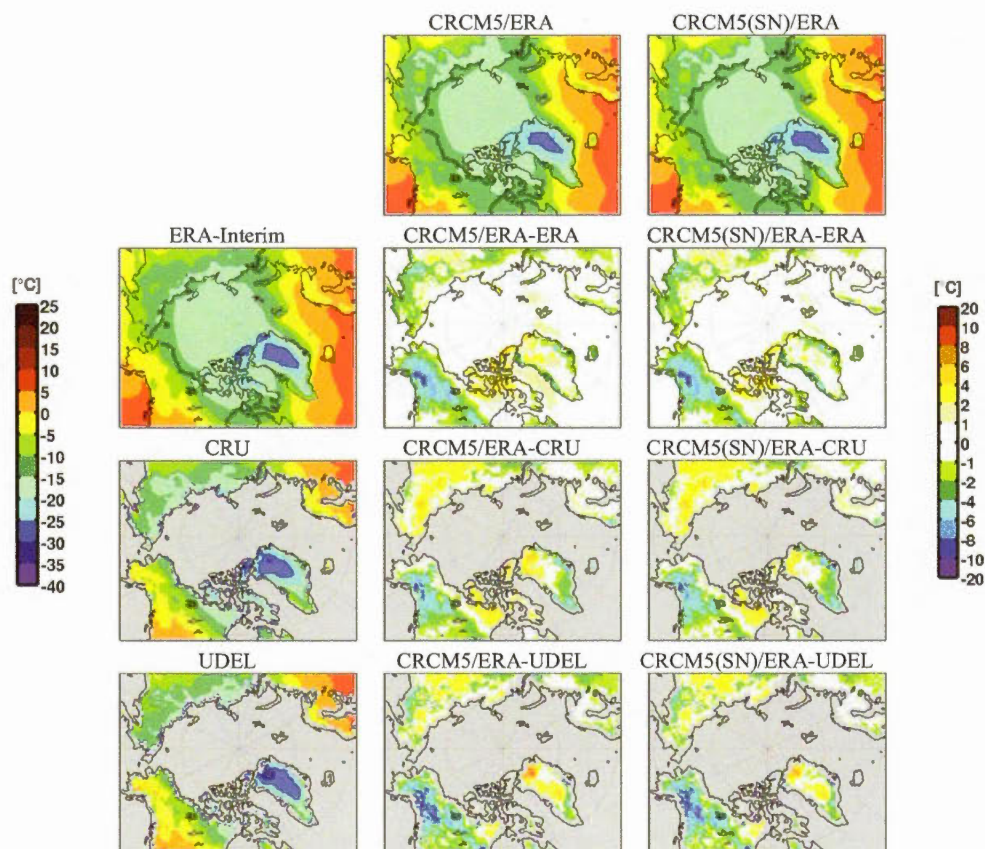
**Figure A.1** Pression au niveau moyen de la mer (hPa) en été pour la période 1981-2010, de ERA-Interim, MRCC5 sans et avec pilotage spectral des grandes échelles (PS) (colonne de gauche). Les différences entre MRCC5 sans et avec PS et ERA-Interim sont montrées dans la colonne de droite.

On note que le biais est petit, de l'ordre de 3 hPa, même sans pilotage spectral.

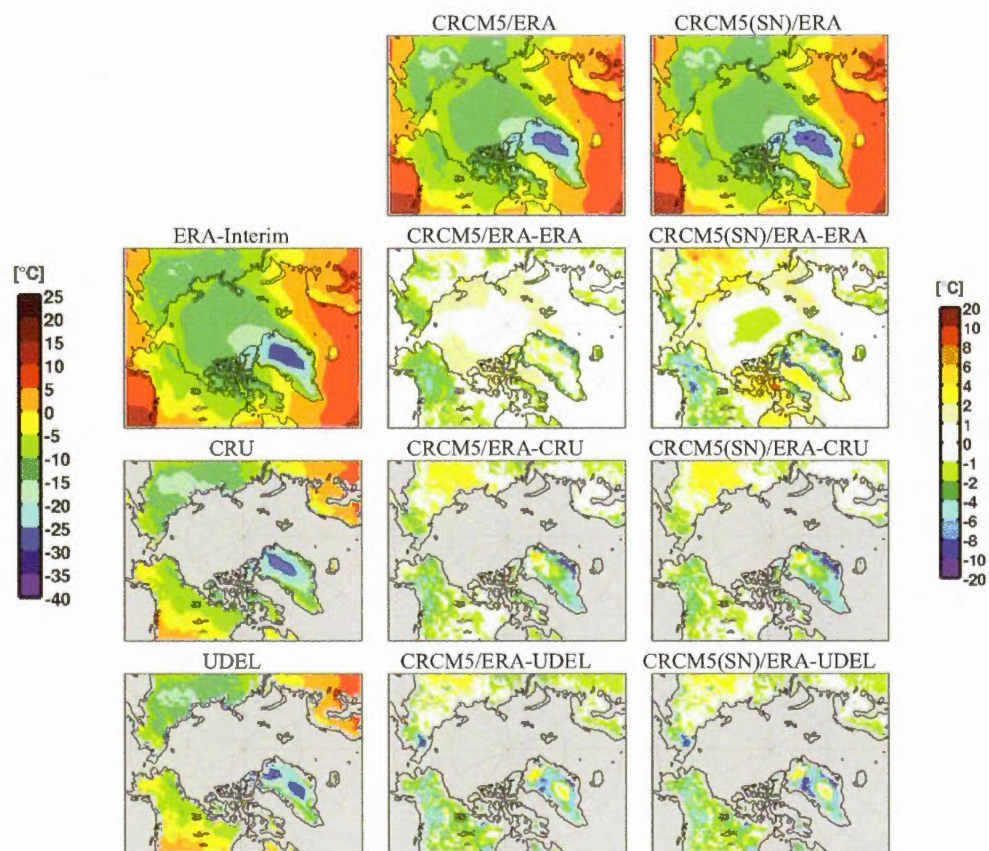


**Figure A.2** Comme la figure A.1, mais pour l'hiver.



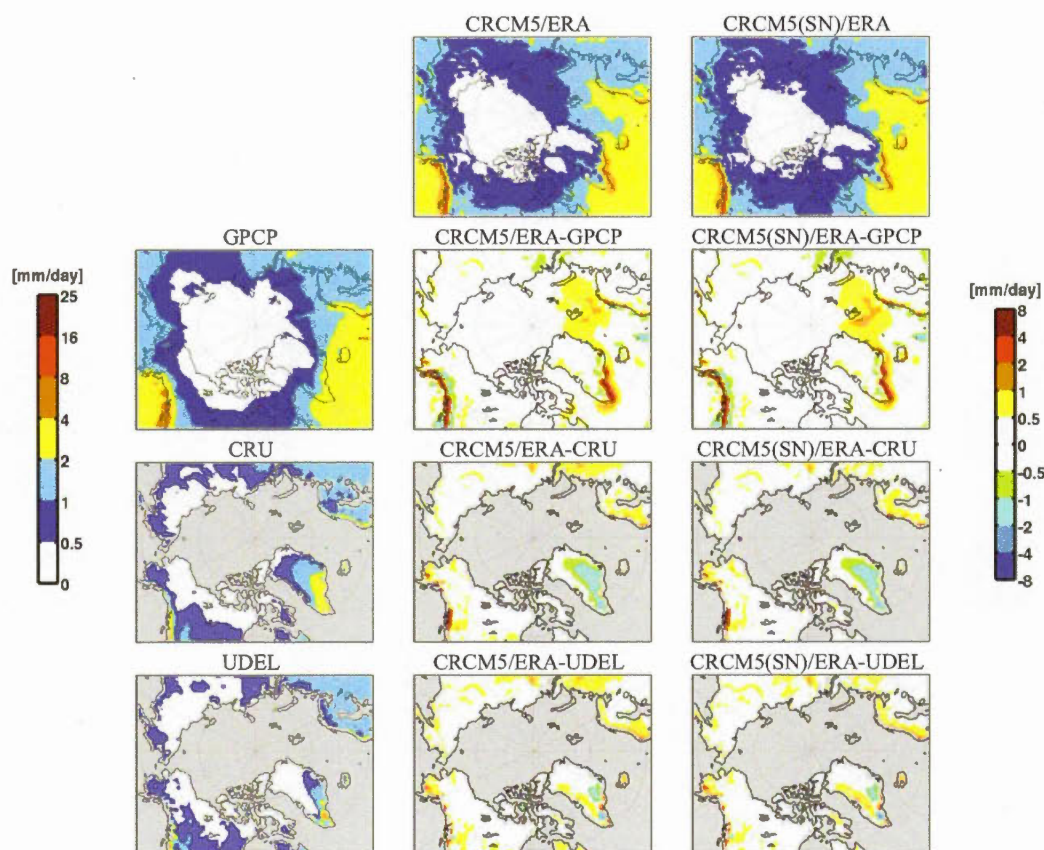


**Figure A.3** Température à 2 mètres (°C) au printemps, moyenné sur la période 1981-2010. Dans la première colonne, les données ERA-Interim, CRU et UDEL (de la deuxième à la quatrième ligne, respectivement). Sur la première ligne, les simulations du MRCC5 sans et avec PS (les deuxième et troisième colonnes, respectivement). Les autres panneaux montrent les différences entre la simulation montrée dans la première ligne et base de données de référence dans la première colonne. On note que le biais calculé par rapport à UDEL est plus faible que celui par rapport à CRU.

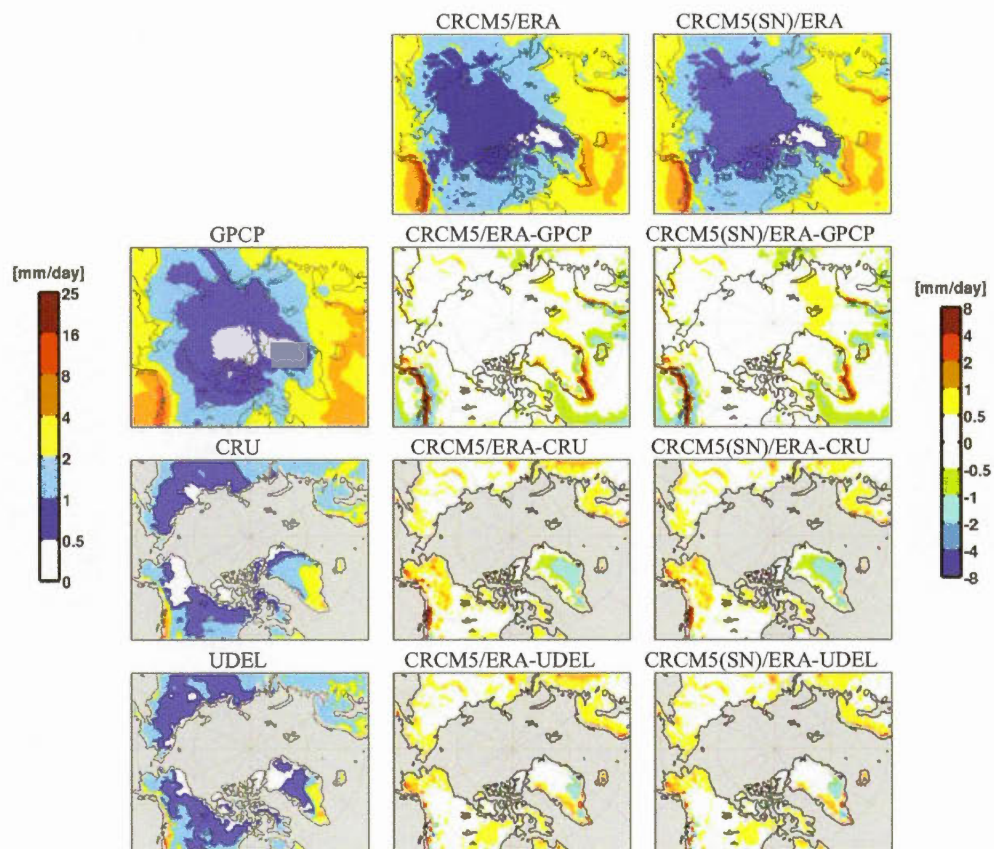


**Figure A.4** Comme la figure A.3, mais pour l'automne.

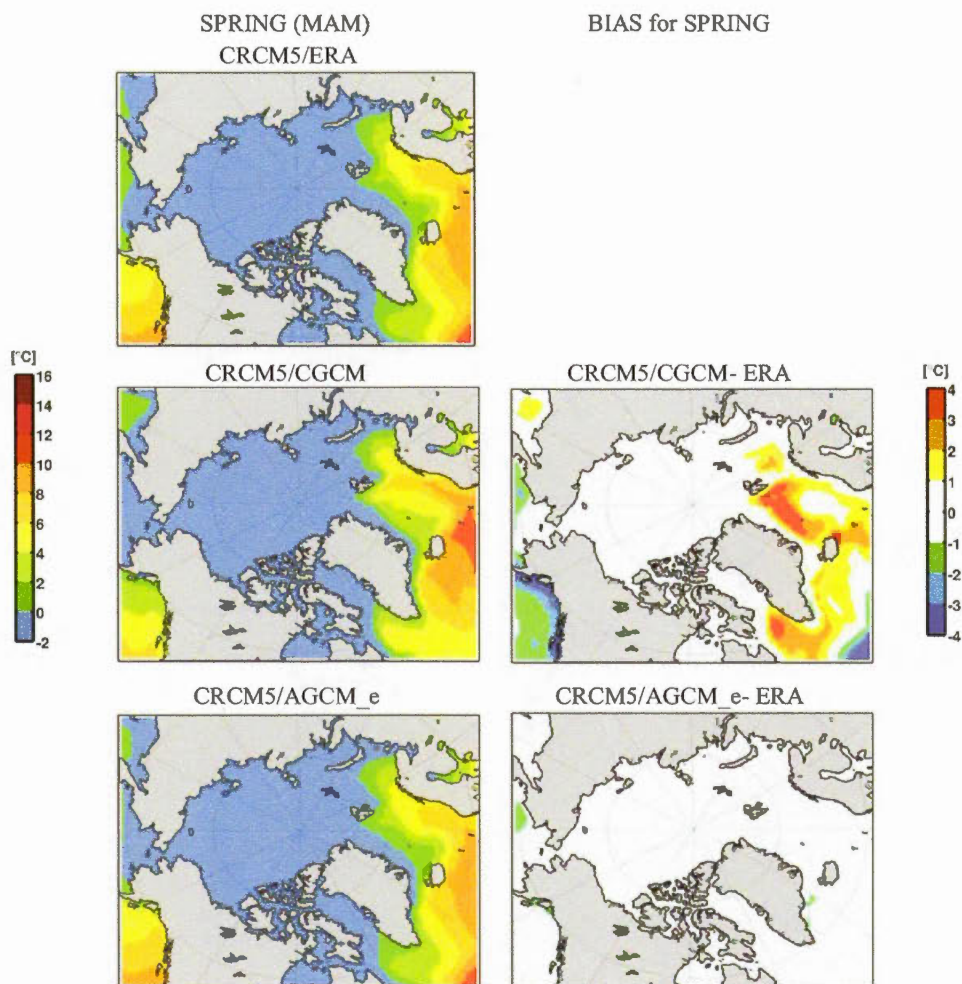




**Figure A.5** La précipitation (mm/jour) au printemps moyennée sur la période 1981-2010. Dans la première colonne, les données d'observation du GPCP, CRU et UDEL (de la deuxième à la quatrième ligne, respectivement). Sur la première ligne, les simulations du MRCC5 sans et avec PS (les deuxième et troisième colonnes, respectivement). Les autres panneaux montrent les différences entre la simulation de la première ligne et la base de données de référence dans la première colonne.

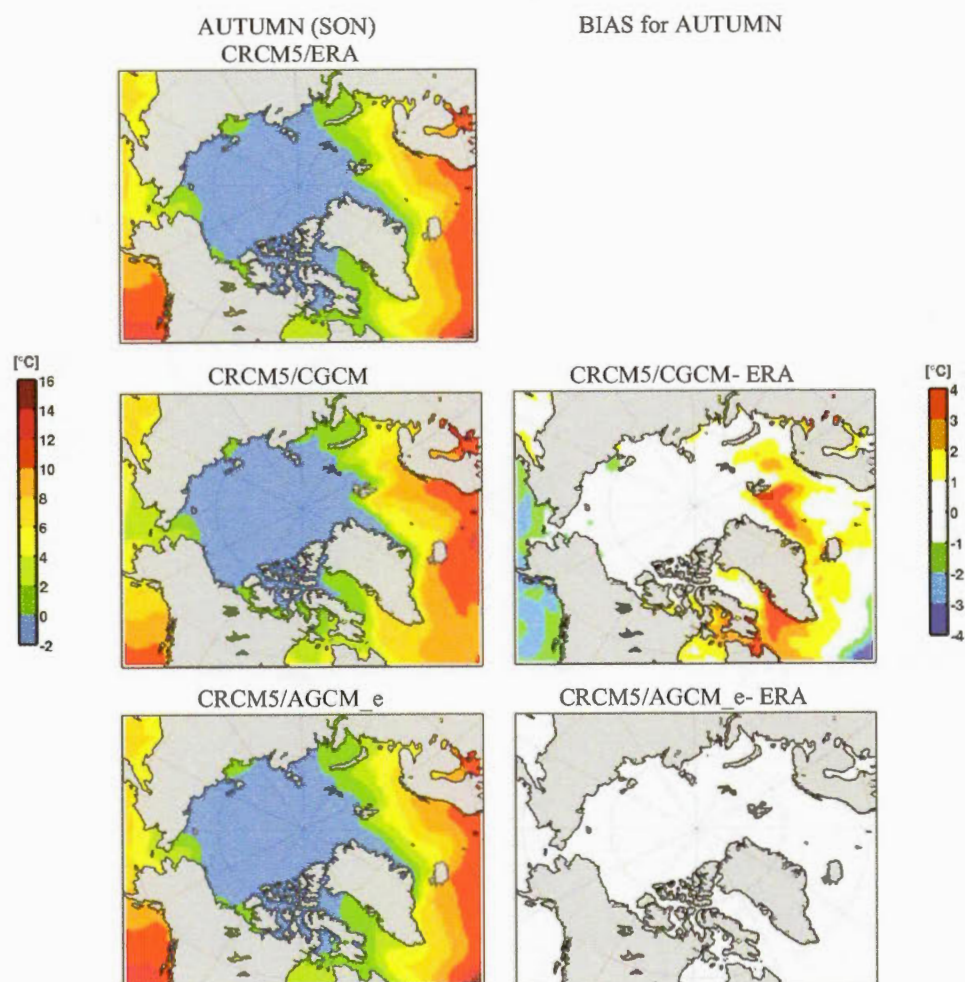


**Figure A.6** Comme la figure A.5, mais pour l'automne.

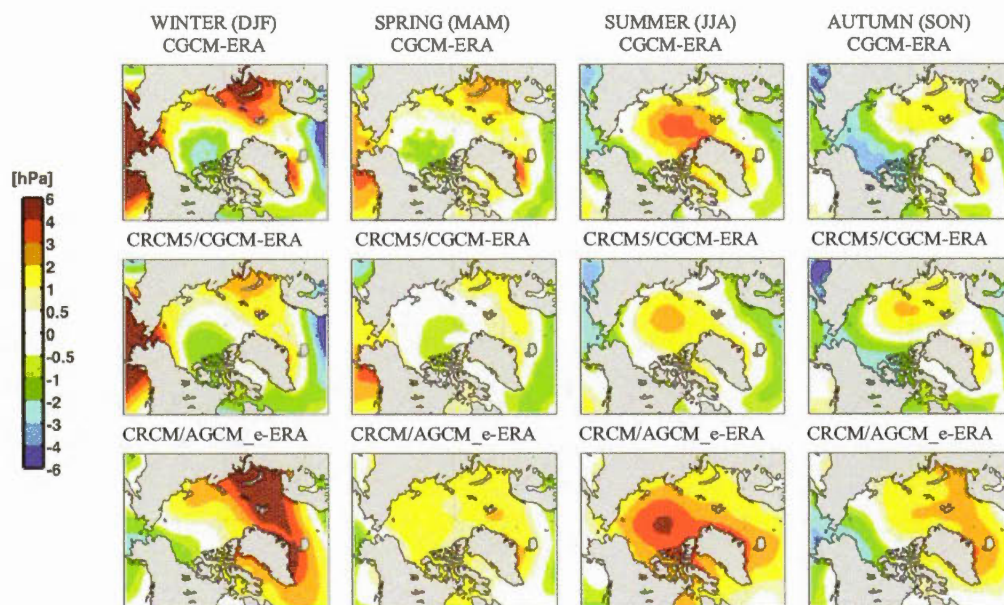


**Figure A.7** La température de la surface de la mer au printemps moyennée sur 1981-2010, simulée par MRCC5/ERA (1<sup>re</sup> ligne), MRCC5/MCGC (2<sup>e</sup> ligne), MRCC5/MCGA\_e (3<sup>e</sup> ligne), dans la première colonne. Les différences correspondantes avec ERA-Interim sont indiquées dans la deuxième colonne.



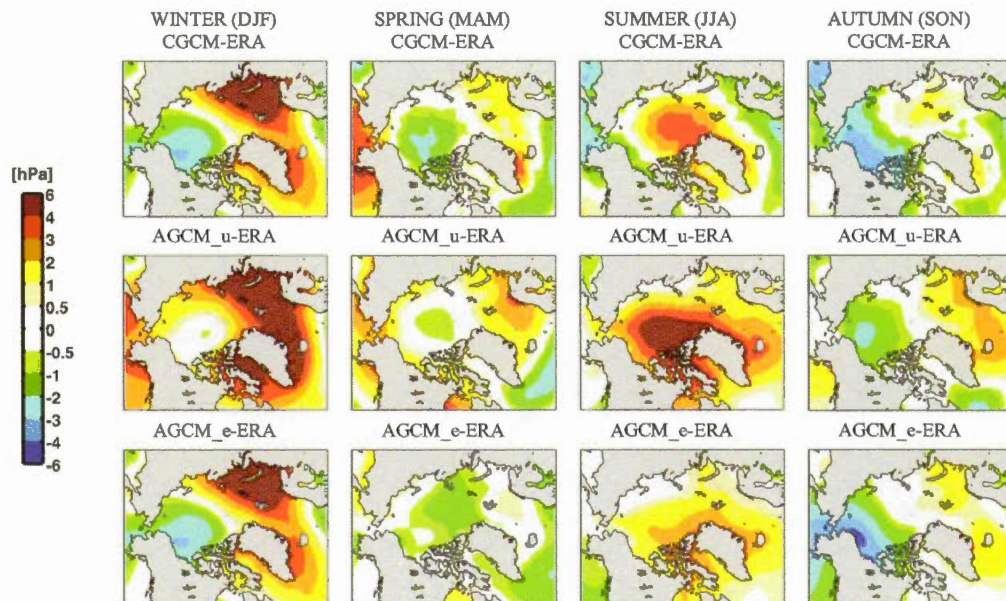


**Figure A.8** Comme la figure A.7, mais en automne.



**Figure A.9** Le biais de la pression au niveau moyen de la mer (PNM) par rapport à ERA, pour MCGC (1<sup>re</sup> ligne), MRCC5/MCGC (2<sup>e</sup> ligne), et MRCC5/MCGA\_e (3<sup>e</sup> ligne), pour la période 1981-2010 pour chaque saison.

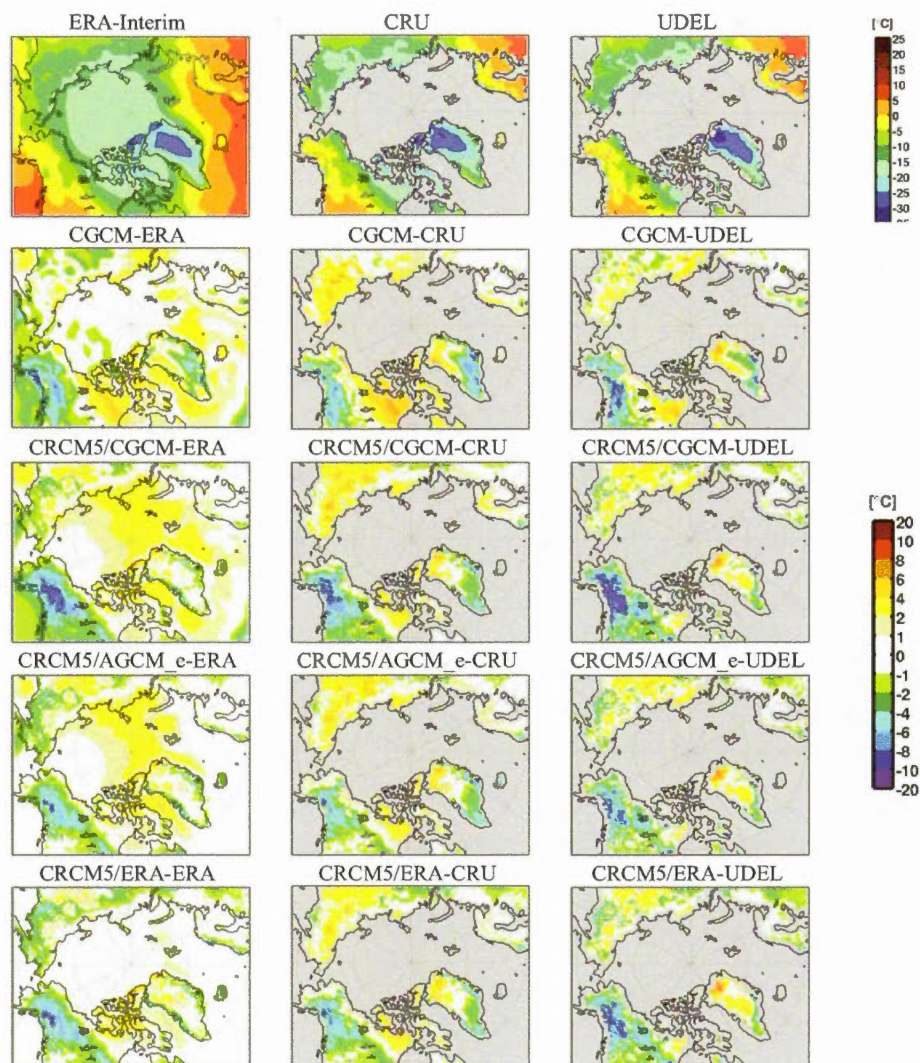
On note que les biais de MRCC5/MCGC par rapport à ERA sont moins importants que ceux du modèle global MCGC. Par contre le biais de la simulation pilotée par l'AGCM après correction de la température de la mer (AGCM\_e) est plus grand.



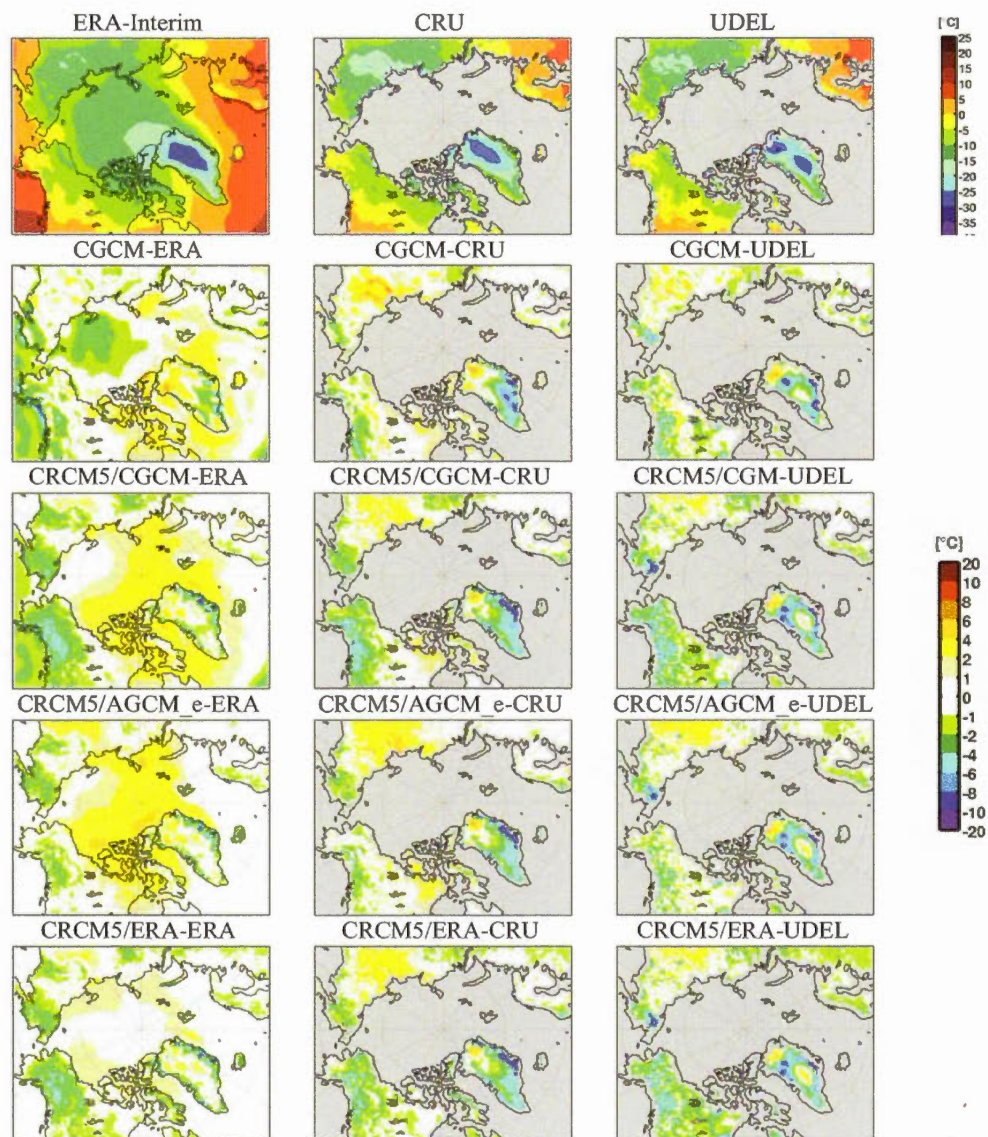
**Figure A.10** Le biais de la pression au niveau moyen de la mer (PNM) par rapport à ERA, pour MCGC (1<sup>re</sup> ligne), MCGA\_u (2<sup>e</sup> ligne), et MCGA\_e (3<sup>e</sup> ligne), pour la période 1979-2005 pour chaque saison.

Cet acronyme MCGA\_u signifie Modèle Climatique Global Atmosphérique un utilisant les conditions océaniques simulées par le MCGC comme condition à la frontière inférieure océanique mais contrairement à MCGA\_e, la TSM n'est pas corrigé, la lettre u signifie "uncorrected". On constate que les biais de PNM réduisent après corriger la température de surface de la mer particulièrement à l'été et les régions de l'Arctique européen dans toutes les saisons. Cette figure explique bien que le biais observé à 3<sup>e</sup> ligne de la figure A.9 n'est pas un effet négatif de l'approche la réduction d'échelle dynamique en 3 étapes.





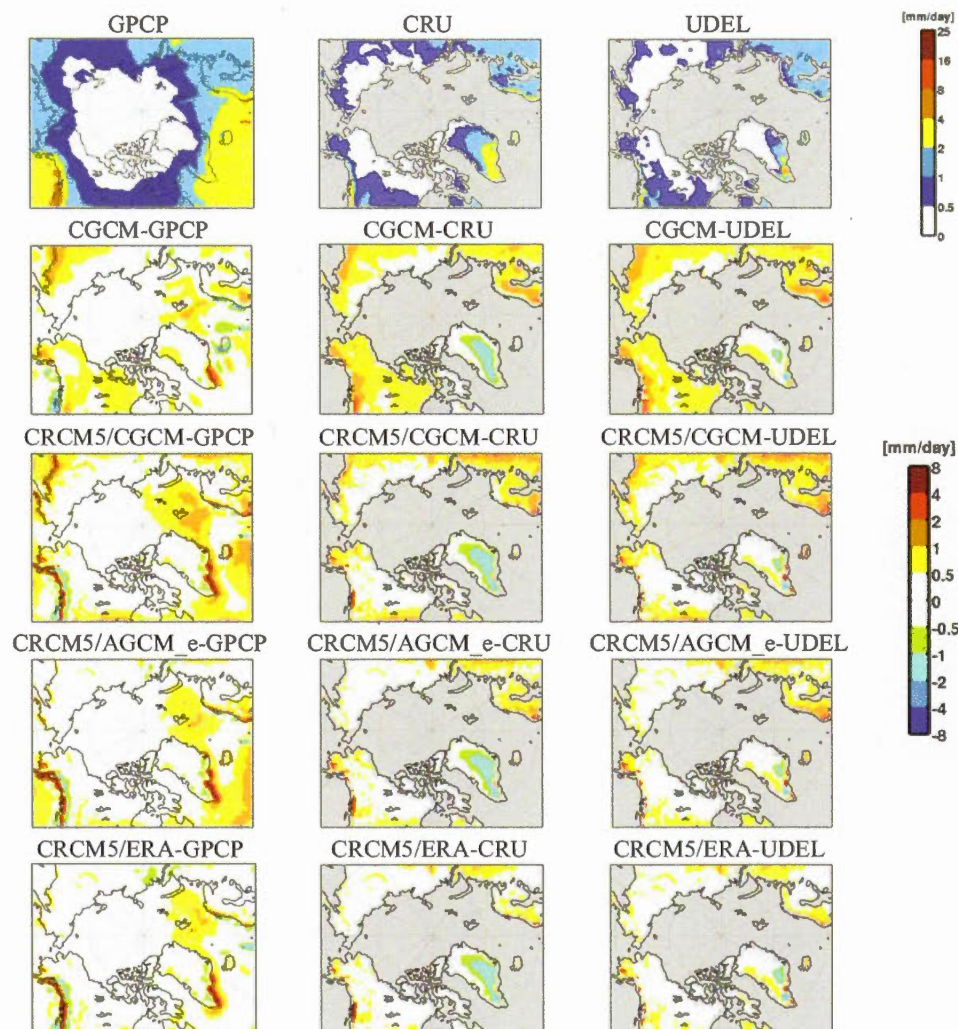
**Figure A.11** Température à 2 mètres au printemps moyennée sur la période 1981-2010. Les références sont dans la première ligne ERA-Interim (1<sup>re</sup> colonne), CRU (2<sup>e</sup> colonne) et UDEL (3<sup>e</sup> colonne). Les biais des MCGC (2<sup>e</sup> ligne), MRCC5/MCGC (3<sup>e</sup> ligne), MRCC5/MCGA\_e (4<sup>e</sup> ligne) et MRCC5/ERA-Interim (5<sup>e</sup> ligne) avec chaque référence sont représentés dans la colonne correspondante. On note que les biais pour le printemps sont plus faibles que ceux pour l'hiver (montrés à la figure 1.11).



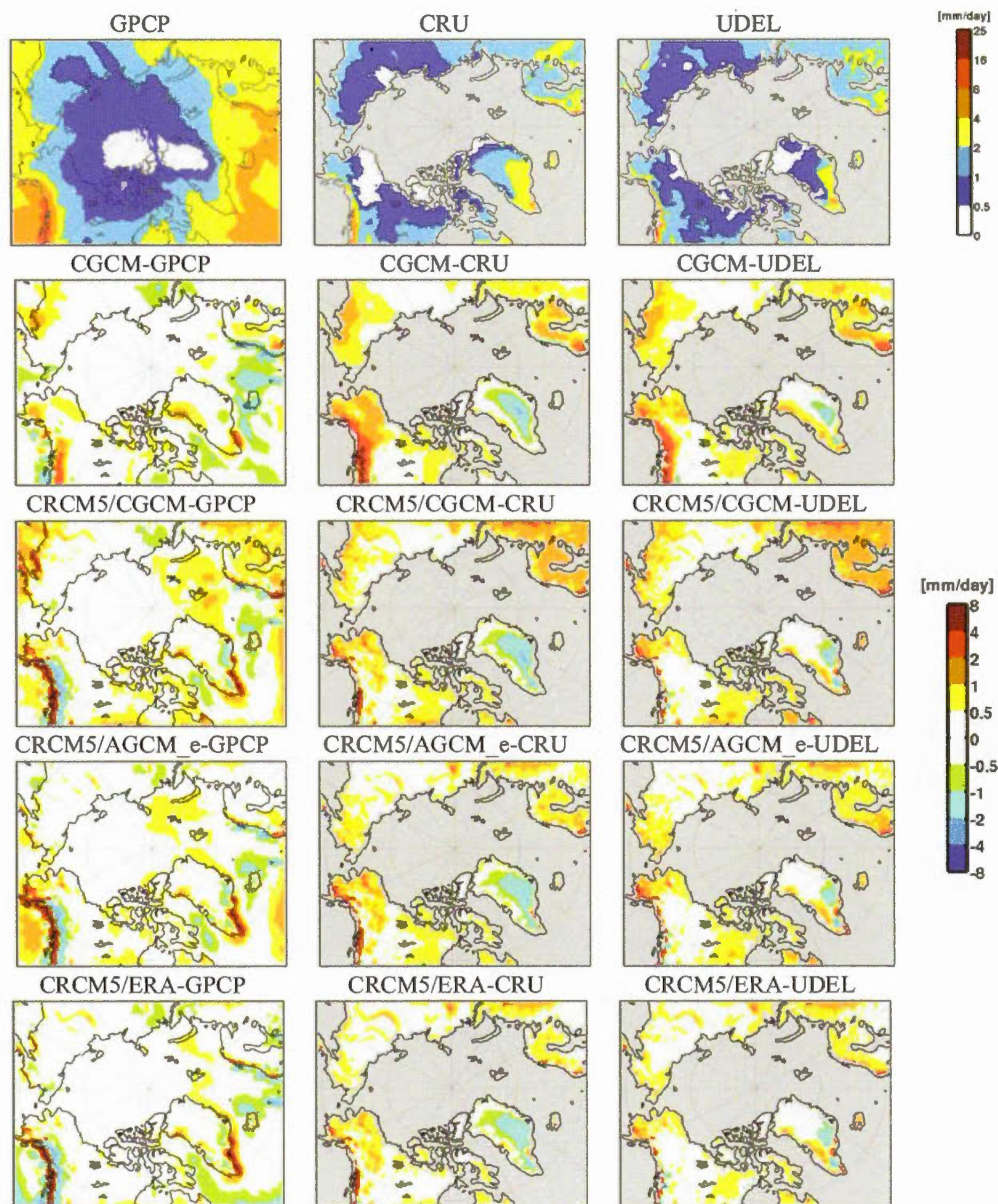
**Figure A.12** Comme la figure A.11, mais pour l'automne.

On note que la correction du biais de la température de surface de la mer a réduit le biais sur l'Océan Pacifique Nord, l'Amérique du Nord et l'Océan Atlantique Nord.



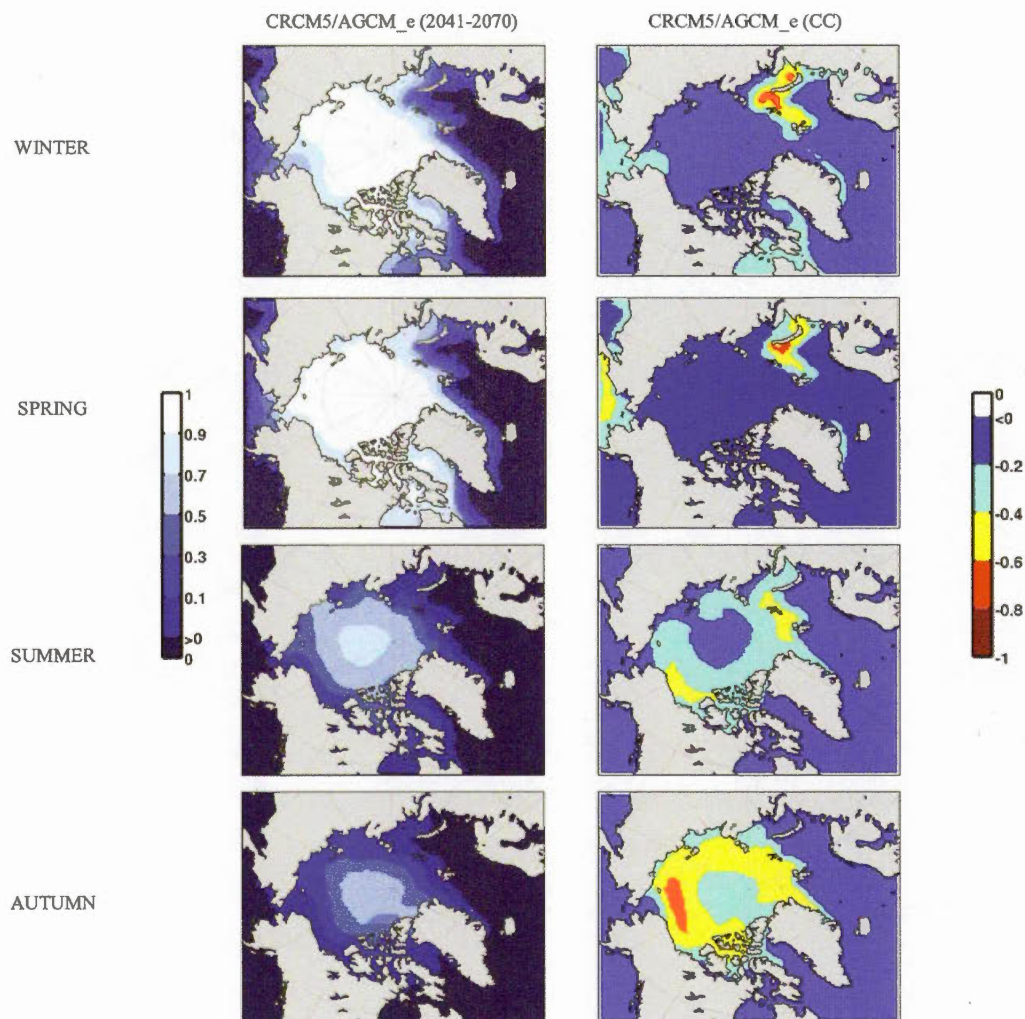


**Figure A.13** Précipitation (mm/jour) au printemps moyennée sur la période 1981-2010. Les références sont dans la première ligne : GPCP (1<sup>re</sup> colonne), CRU (2<sup>e</sup> colonne) et UDEL (3<sup>e</sup> colonne). Les biais du MCGC (2<sup>e</sup> ligne), MRCC5/MCGC (3<sup>e</sup> ligne), MRCC5/MCGA\_e (4<sup>e</sup> ligne) et MRCC5/ERA-Interim (5<sup>e</sup> ligne) avec chaque référence sont représentés dans la colonne correspondante.

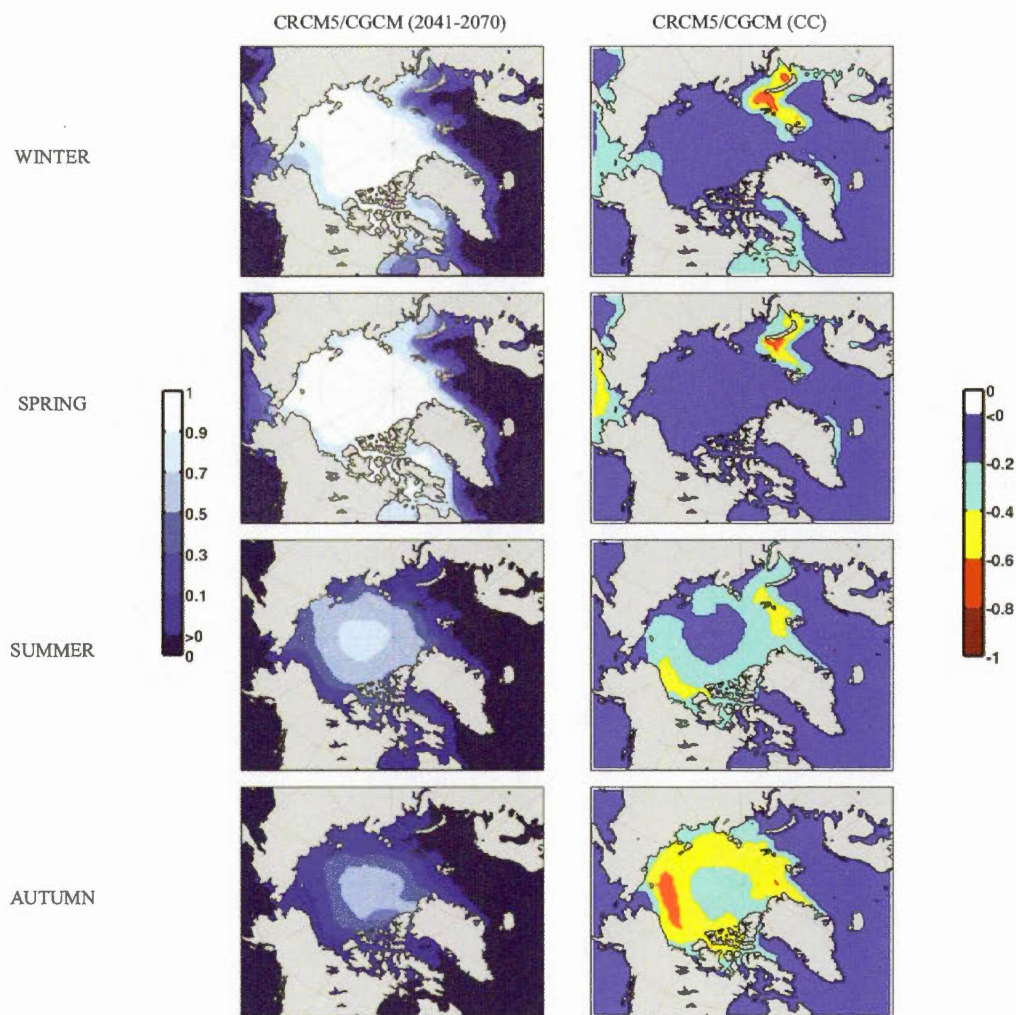


**Figure A.14** Comme la figure A.13, mais pour l'automne.

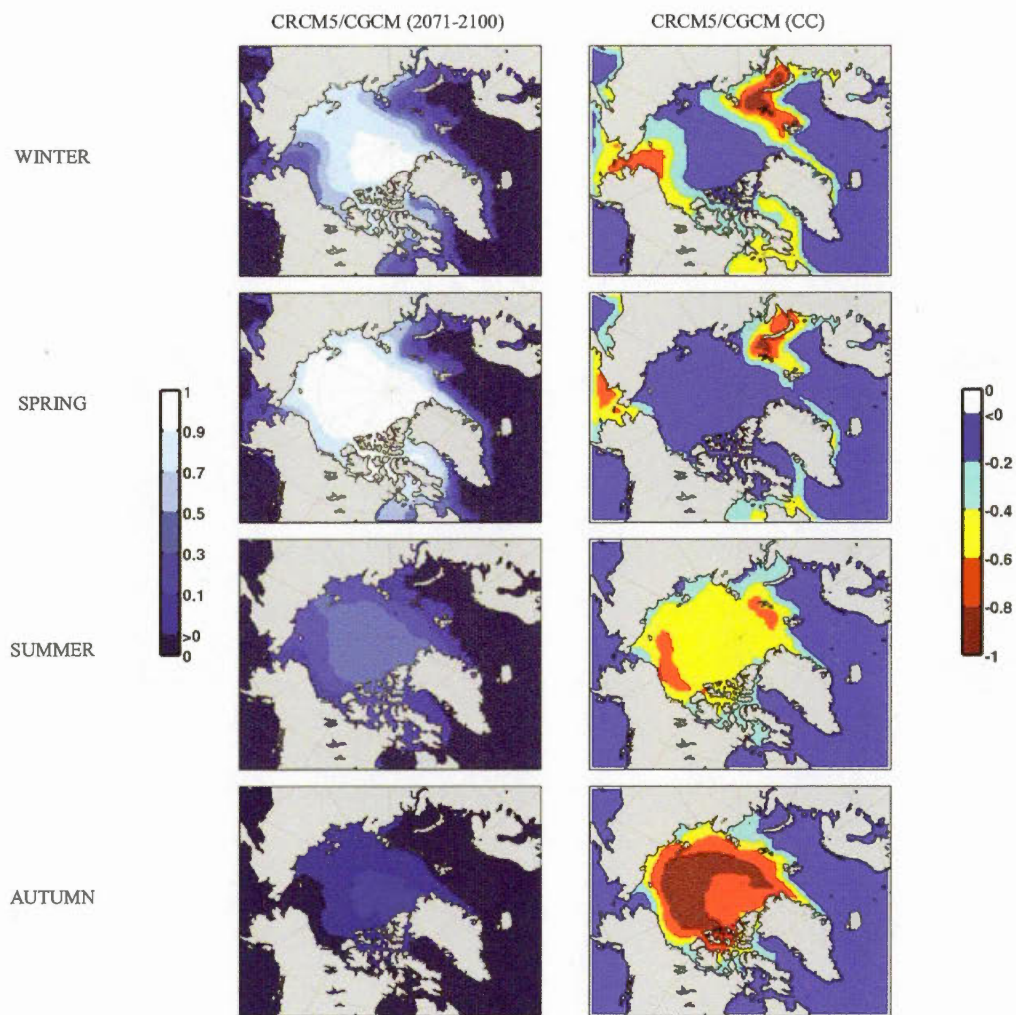




**Figure A.15** La concentration moyenne de la glace de mer (SIC) pour la période future 2041-2070, projetée par MRCC5/MCGA\_e (première ligne), pour l'hiver, le printemps, l'été et l'automne (de la première à la quatrième ligne, respectivement). La deuxième colonne montre les changements du SIC entre les périodes (2041-2070) et (1981-2010) pour les saisons correspondantes [(2041-2070)-(1981-2010)].

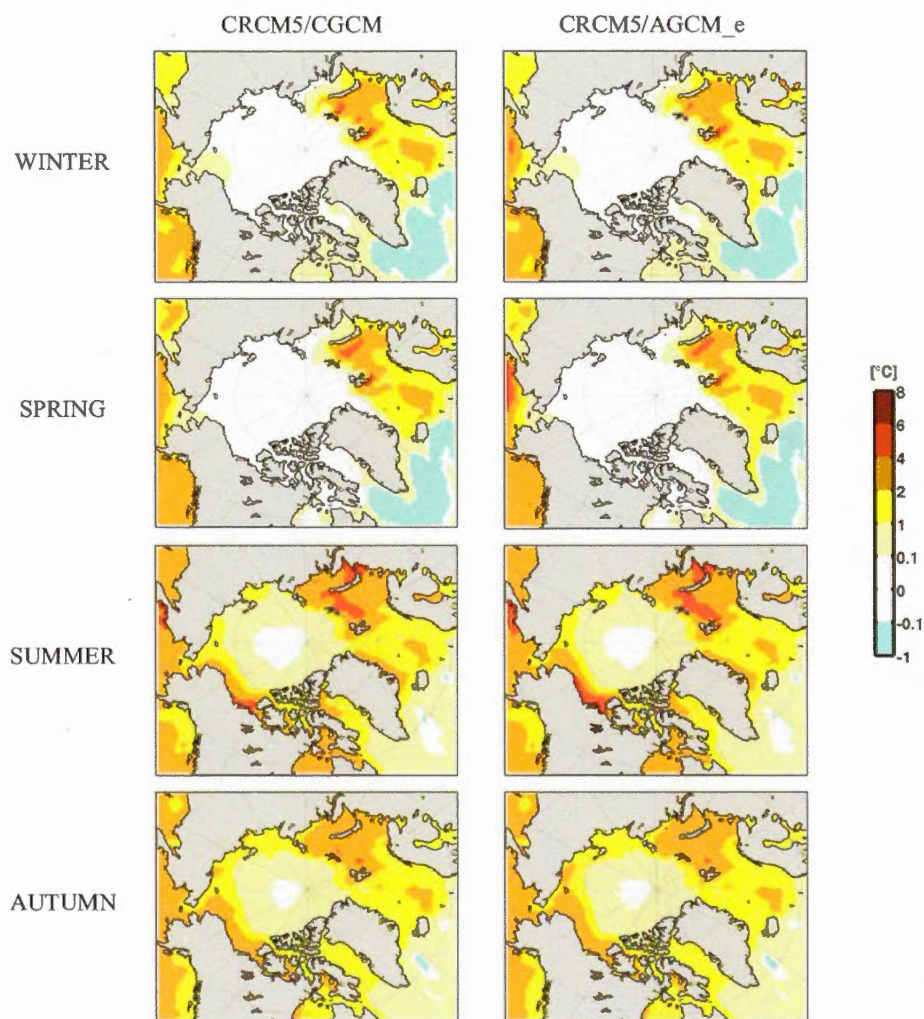


**Figure A.16** Comme la figure A.15, mais pour MRCC5/MCGC.



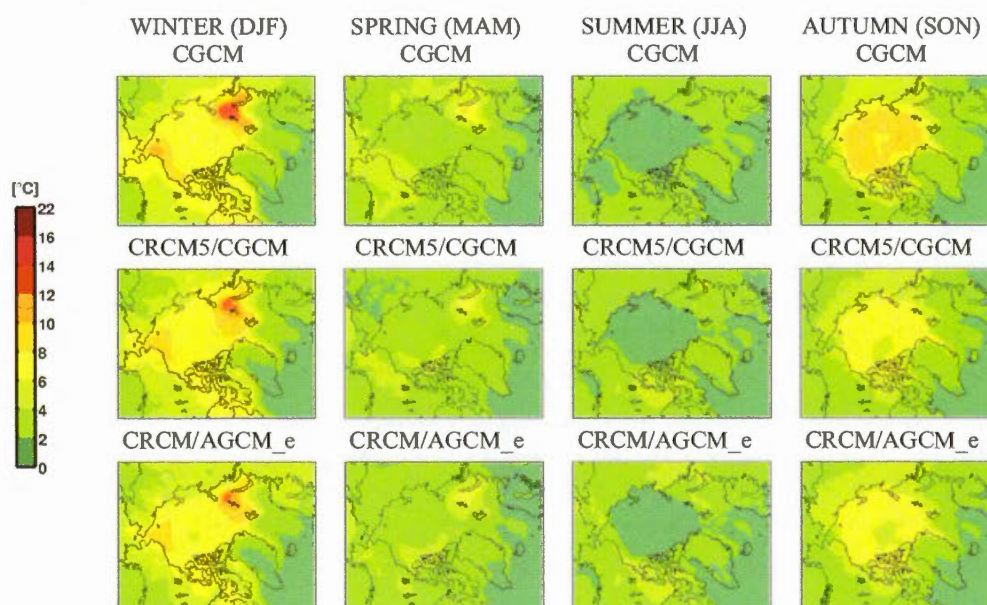
**Figure A.17** Comme la figure A.16, mais pour la période 2071-2100.



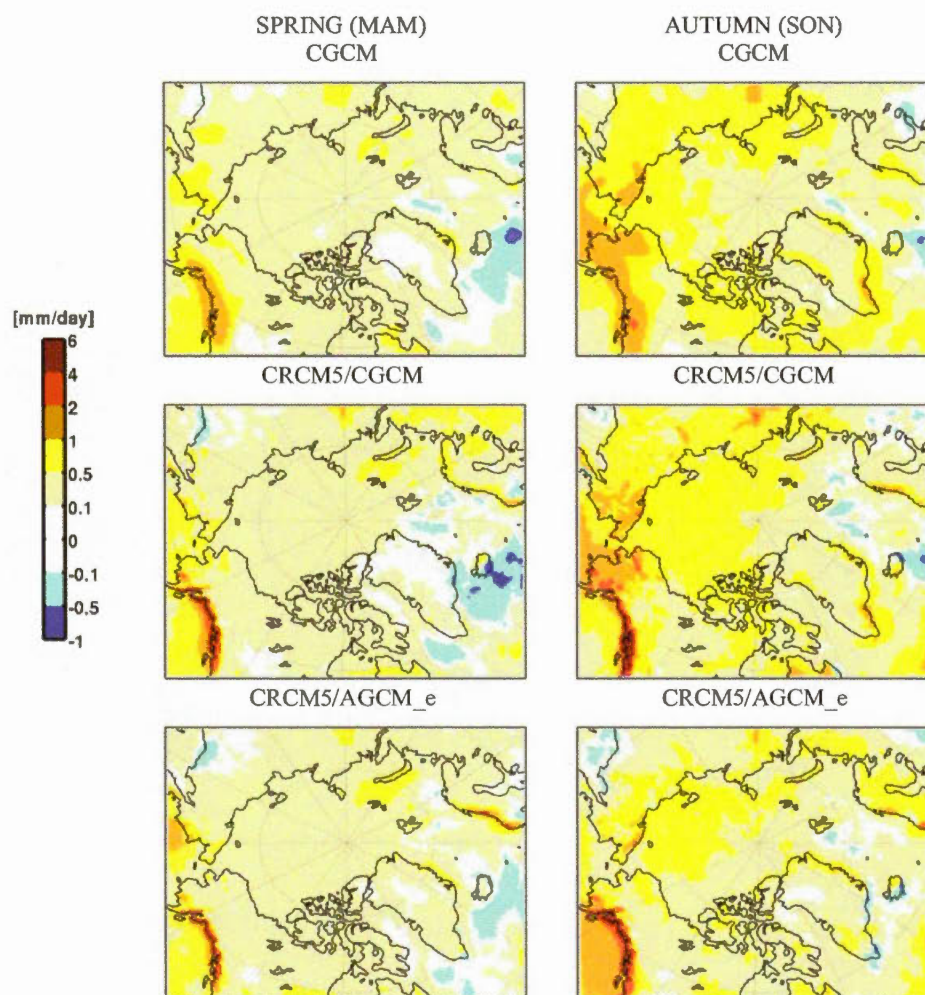


**Figure A.18** Différence entre les périodes (2041-2070) et (1981-2010) de la température de la surface de la mer pour le MRCC5/MCGC (première colonne) et pour MRCC5/MCGA\_e (seconde colonne), pour l'hiver, le printemps, l'été et l'automne (de la première à la quatrième ligne, respectivement).

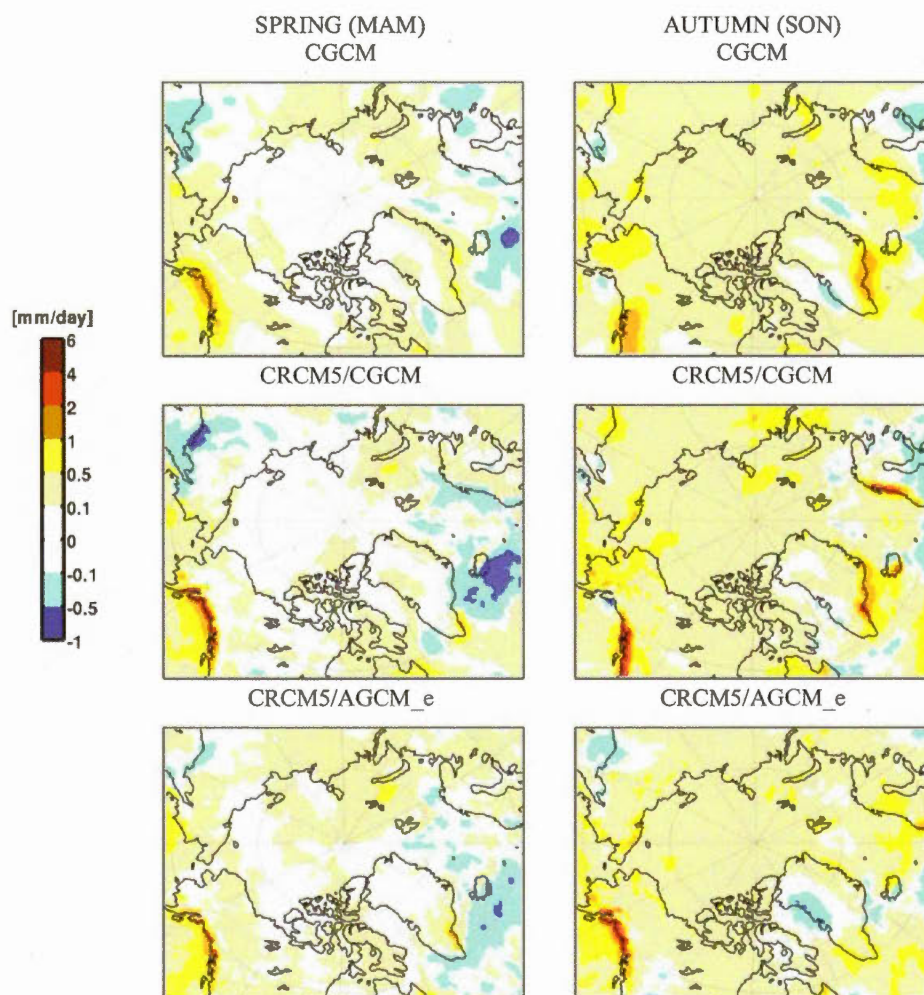




**Figure A.19** Différence entre les périodes (2041-2070) et (1981-2010) pour la température de la surface à 2 mètres par MCGC (1<sup>re</sup> ligne), MRCC5/MCGC (2<sup>e</sup> ligne), MRCC5/MCGA\_e (3<sup>e</sup> ligne). La première colonne est pour l'hiver et la deuxième, la troisième et la dernière sont pour le printemps, l'été et l'automne respectivement.

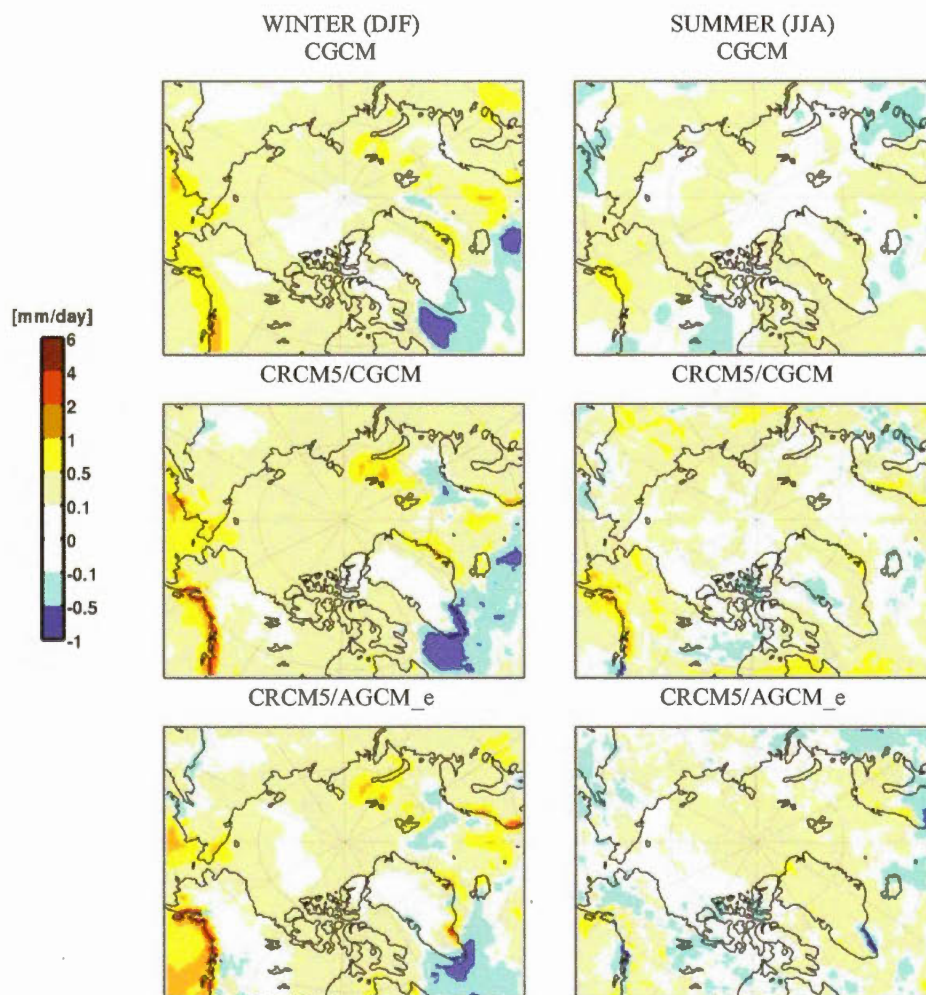


**Figure A.20** Différence entre les périodes (2071-2100) et (1981-2010) pour la précipitation par MCGC (1<sup>re</sup> ligne), MRCC5/MCGC (2<sup>e</sup> ligne), MRCC5/MCGA\_e (3<sup>e</sup> ligne). La première colonne est pour le printemps et la seconde pour l'automne.

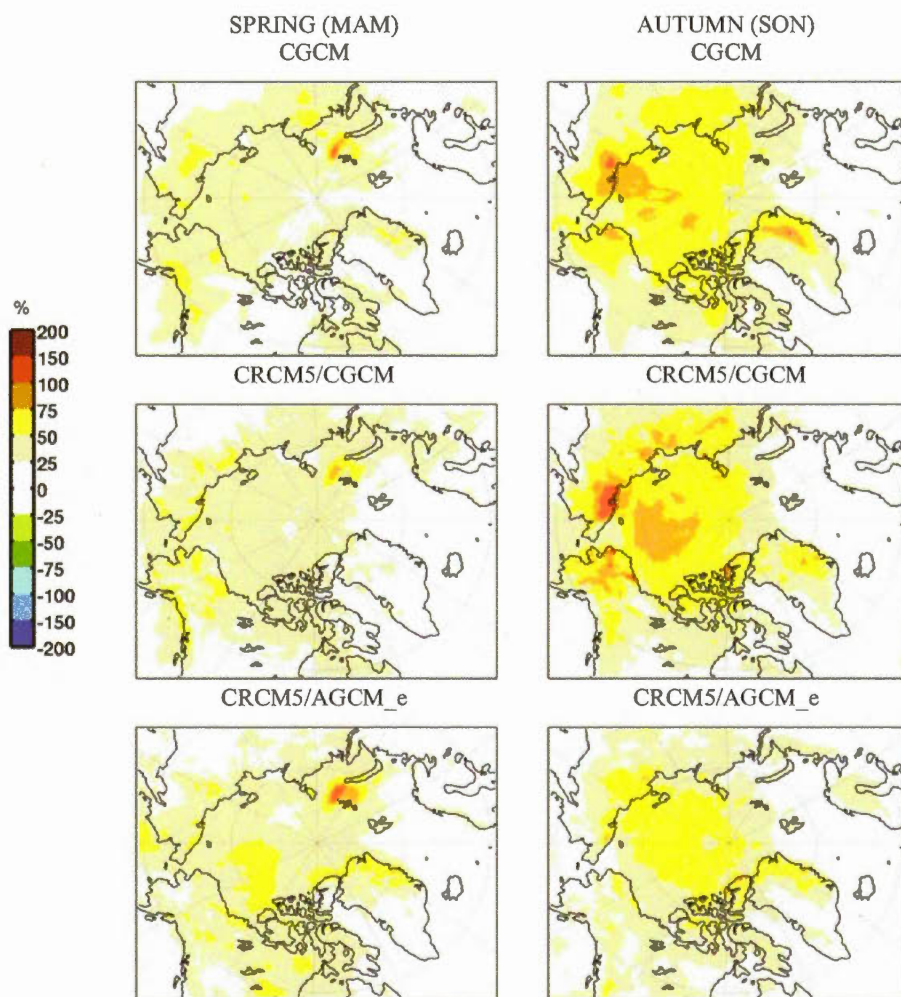


**Figure A.21** Différence entre les périodes (2041-2070) et (1981-2010) pour la précipitation par MCGC (1<sup>re</sup> ligne), MRCC5/MCGC (2<sup>e</sup> ligne), MRCC5/MCGA\_e (3<sup>e</sup> ligne). La première colonne est pour le printemps et la seconde pour l'automne.

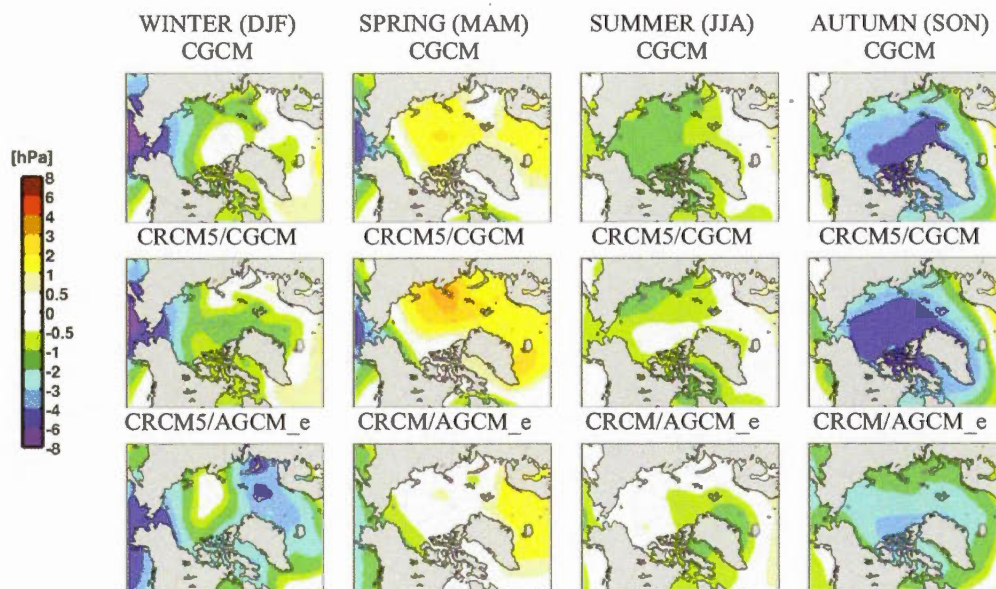




**Figure A.22** Comme la figure A.20, mais pour l'hiver et l'été.

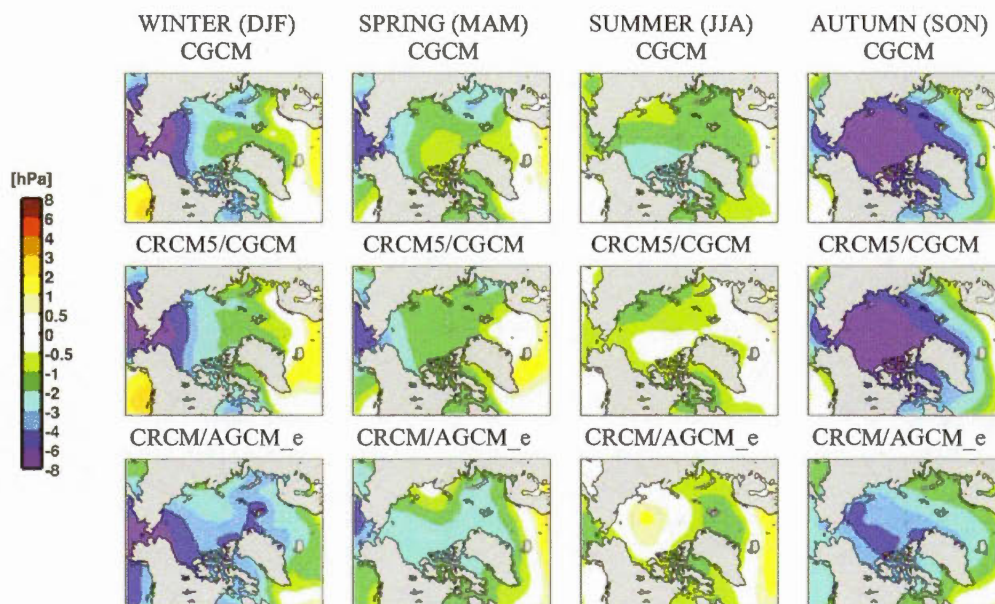


**Figure A.23** Différence relative entre les périodes (2071-2100) et (1981-2010) pour la précipitation pour le printemps et l'automne.



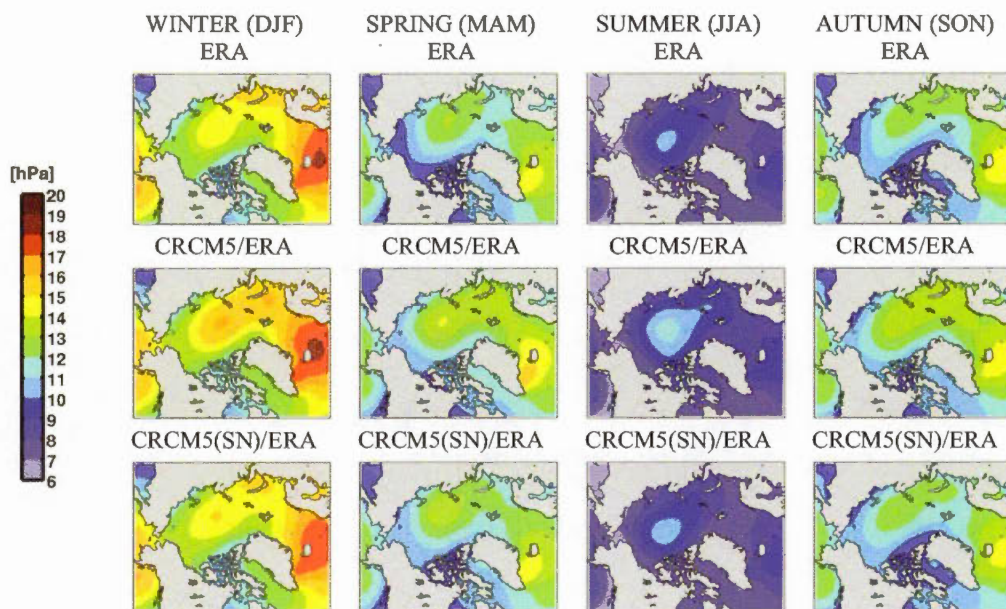
**Figure A.24** Différence entre les périodes (2041-2070) et (1981-2010) pour la pression au niveau moyen de la mer (PNM) pour MCGC (1<sup>re</sup> ligne), MRCC5/MCGC (2<sup>e</sup> ligne), MRCC5/MCGA\_e (3<sup>e</sup> ligne). La première colonne est pour l'hiver et la deuxième, la troisième et la dernière sont pour le printemps, l'été et l'automne, respectivement. On note que la PNM montre une augmentation pendant l'hiver surtout sur la mer de Béring. Au printemps, les simulations de MCGC et MRCC5/MCGC montrent une augmentation de 2-3 hPa de la PNM sur l'océan Arctique central, mais MRCC5/AGCM\_e indique une diminution du PNM jusqu'à 2 hPa. L'augmentation maximale est notée à l'automne, mais MRCC5/AGCM\_e montre une augmentation plus faible.





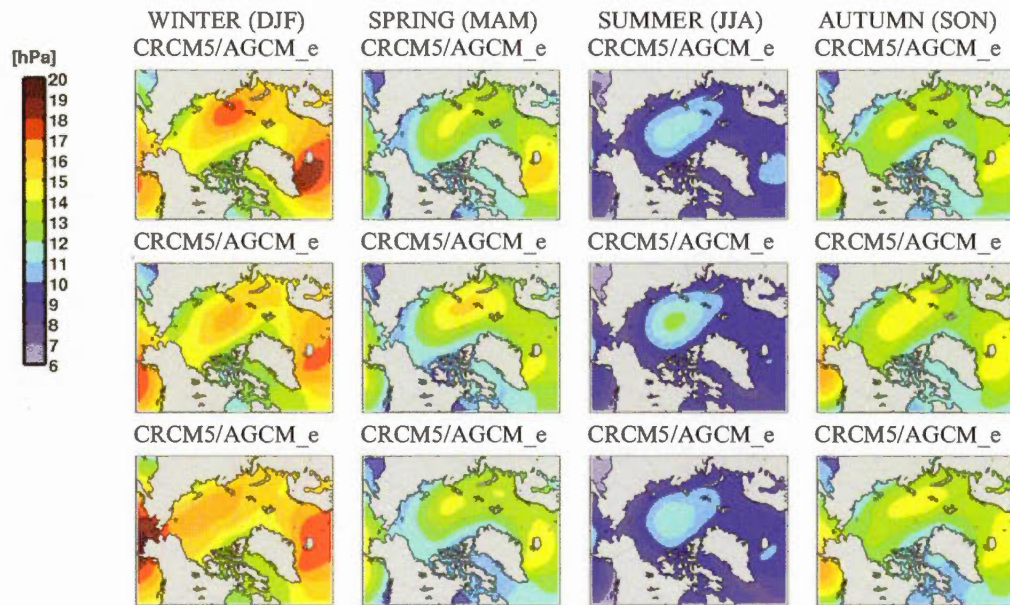
**Figure A.25** Comme la figure A.24 mais pour le future éloigné (2071-2100) – (1981-2010).

On note qu'après 30 ans, on observe le même patron.



**Figure A.26** La variabilité transitoire pour la période 1981-2010 par ERA (1<sup>re</sup> ligne), MRCC5/ERA (2<sup>e</sup> ligne) et MRCC5(PS)/ERA (3<sup>e</sup> ligne).

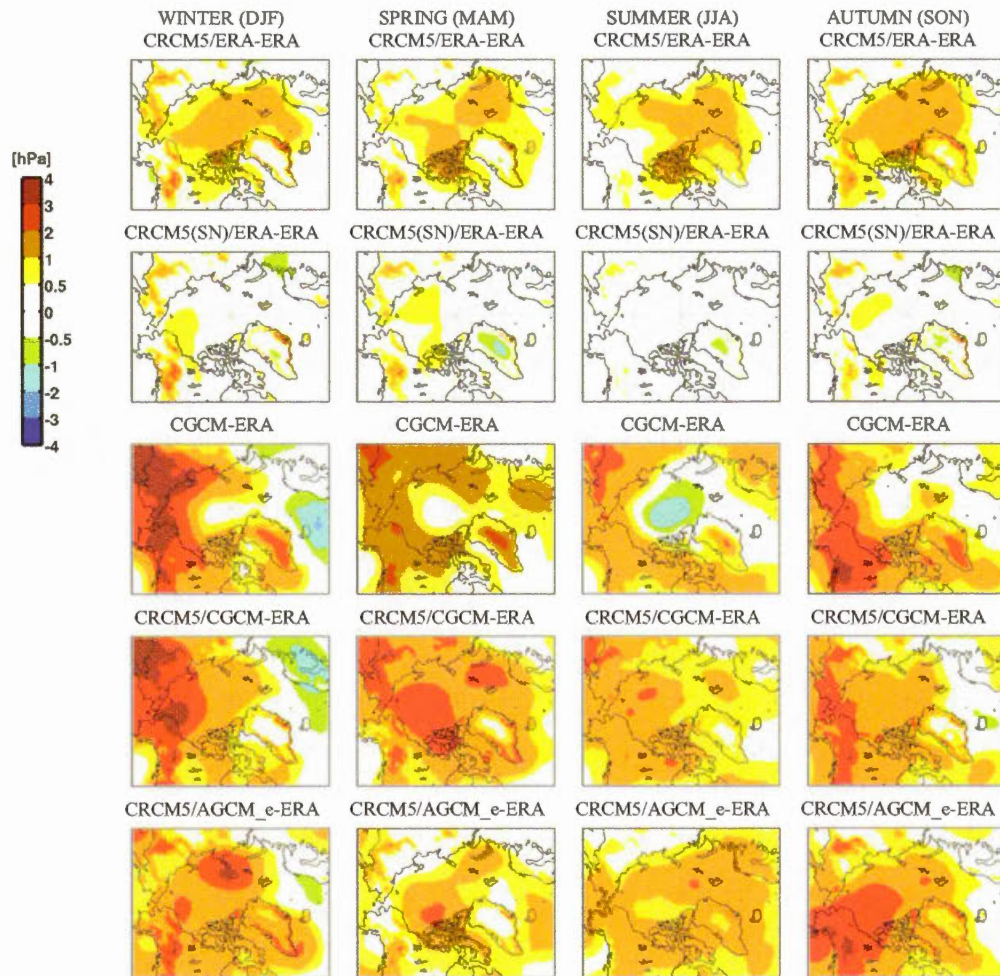
On note que durant l'hiver arctique, il y a deux régions avec des valeurs élevées qui indiquent les rails des tempêtes.



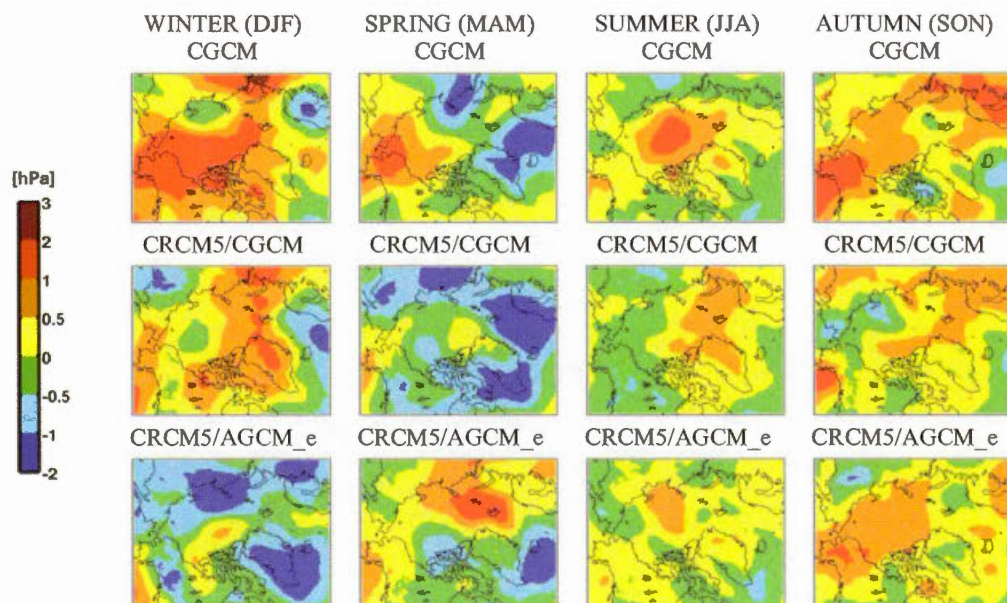
**Figure A.27** La variabilité transitoires par MCGA\_e pour la période 1981-2010 (1<sup>re</sup> ligne), le futur proche (2041-2070) (2<sup>e</sup> ligne) et le futur éloigné (2071-2100) (3<sup>e</sup> ligne).

On note que le gradient de la température de surface sur les deux régions des tempêtes dans le futur devient plus faible pendant l'hiver. Ceci montre que dans le futur, les conditions baroclines diminueront.

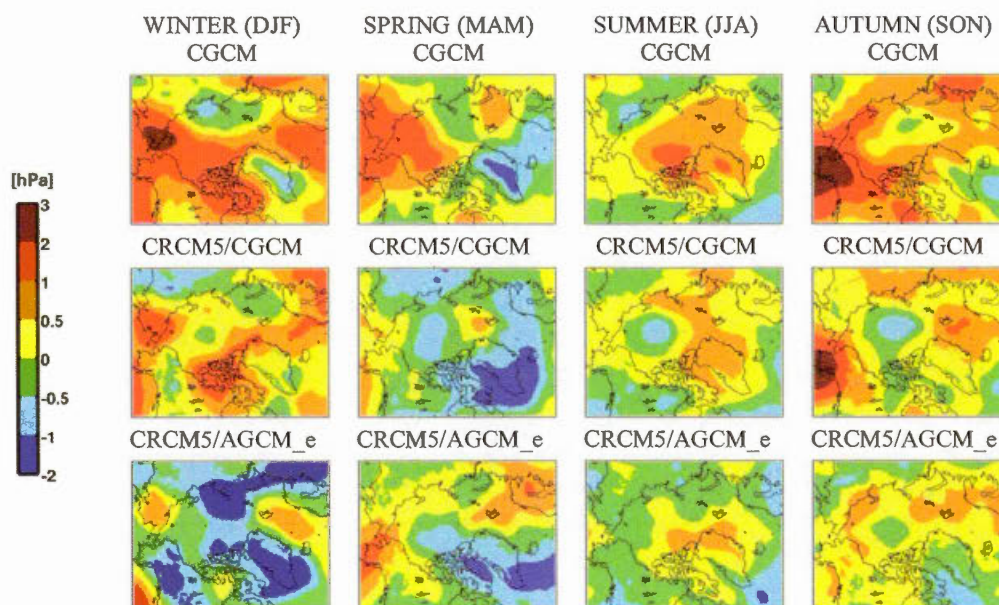




**Figure A.28** Le biais de la variabilité transitoire avec ERA par MRCC5/ERA (1<sup>re</sup> ligne), MRCC5(PS)/ERA (2<sup>e</sup> ligne), MCGC (3<sup>e</sup> ligne), MRCC5/MCGC (4<sup>e</sup> ligne) et MRCC5/AGCM\_e (5<sup>e</sup> ligne), pour la période 1981-2010. On note que le patron simulé par MRCC5/AGCM\_e est différent avec MCGC, mais la différence est faible.

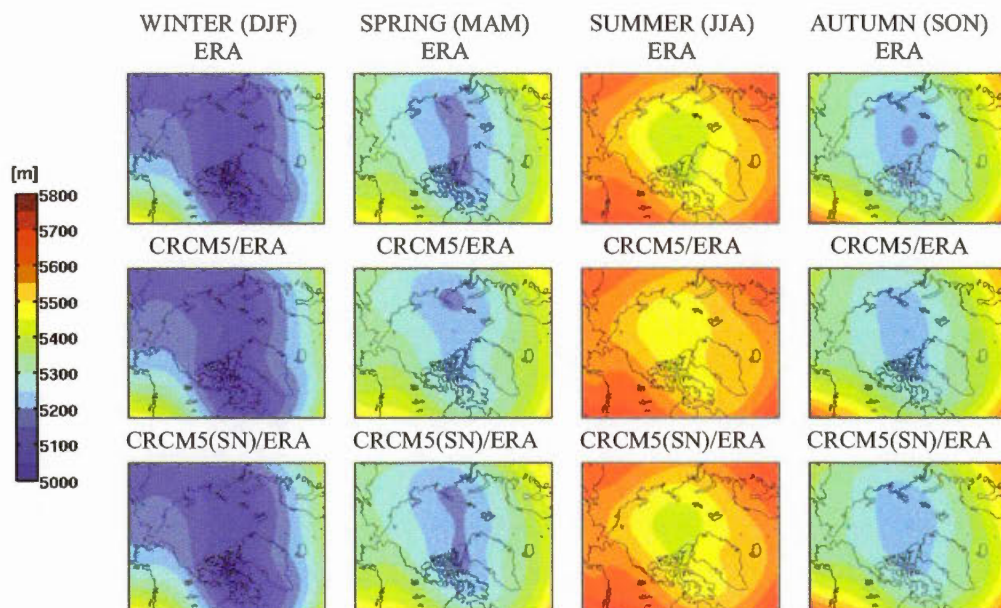


**Figure A.29** Différence entre les périodes (2041-2070) et (1981-2010) de la variabilité transitoire pour MCGC (1<sup>re</sup> ligne), MRCC5/MCGC (2<sup>e</sup> ligne), et MRCC5/MCGA\_e (3<sup>e</sup> ligne).

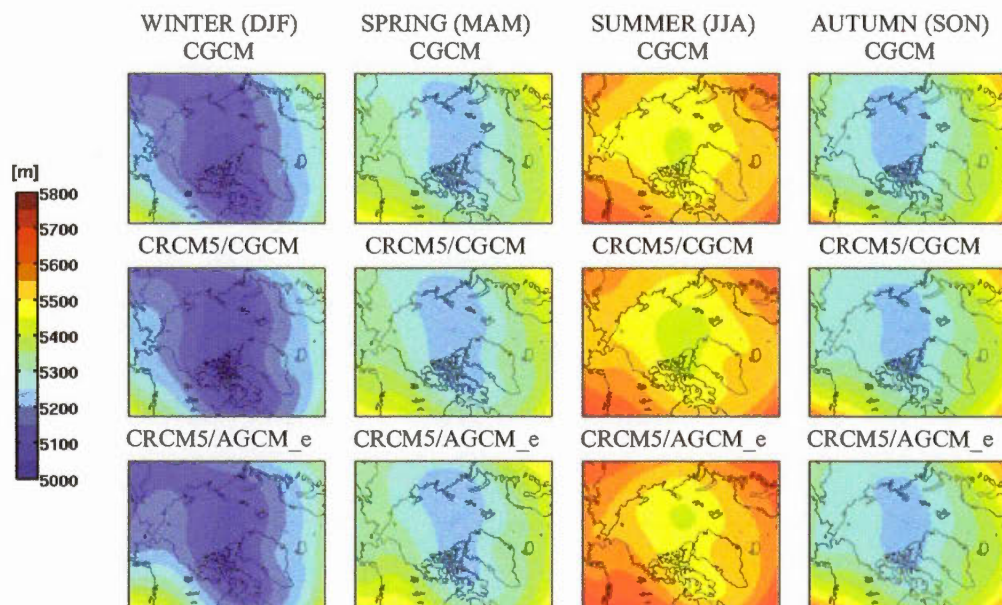


**Figure A.30** comme la figure A.29 mais pour la période future 2071-2100.

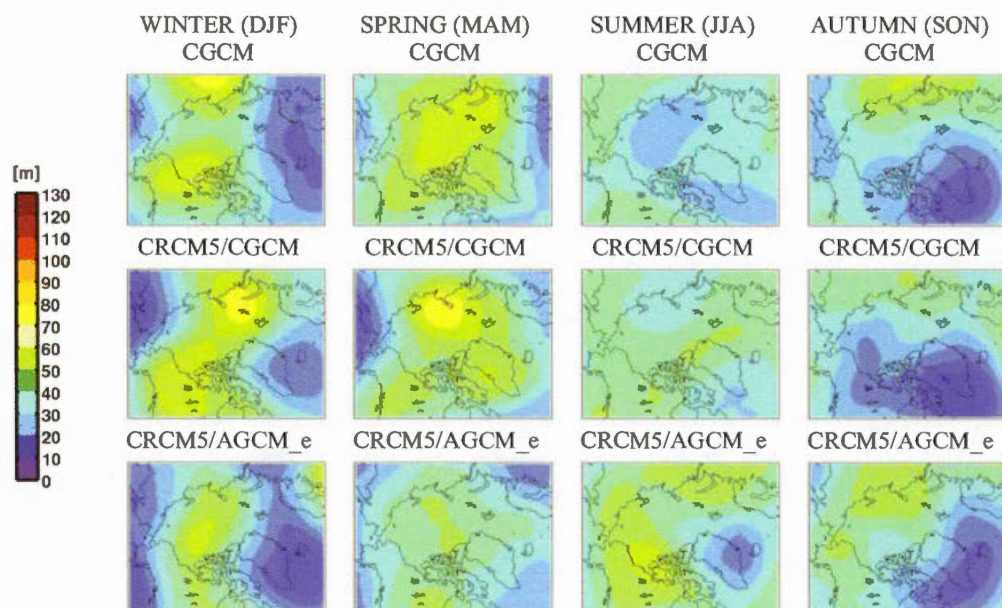




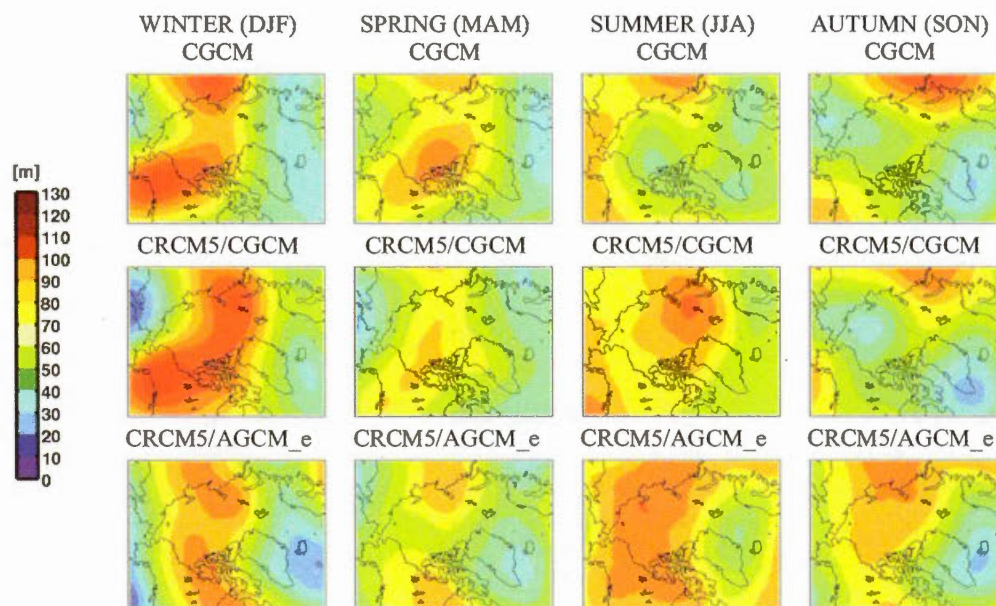
**Figure A.31** La hauteur du géopotiel à 500 hPa pour ERA (1re ligne), MRCC5/ERA (2e ligne), et MRCC5(PS)/ERA (3e ligne), pour la période 1981-2010.



**Figure A.32** La hauteur du géopotiel à 500 hPa par MCGC (1<sup>re</sup> ligne), MRCC5/MCGC (2<sup>e</sup> ligne), et MRCC5/MCGA\_e (3<sup>e</sup> ligne), pour la période 1981-2010.



**Figure A.33** Le changement projeté de la hauteur du géopotential à 500 hPa pour la période 2041-2070 par rapport à 1981-2010.



**Figure A.34** Comme la figure A.33 mais pour la période 2071-2100.

## RÉFÉRENCES

- ACIA “Impacts of a Warming Arctic”, *Arctic Climate Impact Assessment* (2004) ([www.acia.uaf.edu](http://www.acia.uaf.edu)), Cambridge University Press ([www.cambridge.org](http://www.cambridge.org)).
- Adler R.F, Huffman G.J, Chang A, Ferraro R, Xie P, Janowiak J, Rudolf B, Schneider U, Curtis S, Bolvin D, Gruber A, Susskind J and Arkin P (2003) The Version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979-Present). *Journal of Hydrometeorology* 4, 1147-1167.
- Alexandru A and Sushama L (2015) Current climate and climate change over India as simulated by the Canadian Regional Climate Model. *Climate Dynamics* 45, 1059–1084. doi: 10.1007/s00382-014-2350-y
- Arakawa A and Lamb V.R (1977) Computational design of the basic dynamical process of the UCLA general circulation model. *Methods in Computational Physics* 17, 173–265.
- Barnes E.A and Screen J.A (2015) The impact of Arctic warming on the midlatitude jet-stream: Can it? Has it? Will it? *WIREs Climate Change* 6, 277-286. doi: 10.1002/wcc.337
- Bélair S, Mailhot J, Girard C and Vaillancourt P.A (2005) Boundary layer and shallow cumulus clouds in a medium-range forecast of a large-scale weather system. *Monthly Weather Review* 133, 1938–1960. doi: 10.1175/MWR2958.1
- Bélair S, Roch M, Leduc A.M, Vaillancourt P.A, Laroche S and Mailhot J (2009) Medium-range quantitative precipitation forecasts from Canada’s new 33-km

- deterministic global operational system. *Weather Forecast* 24, 690–708. doi: 10.1175/2008WAF2222175.1
- Benoit R, Côté J and Mailhot J (1989) Inclusion of a TKE boundary layer parameterization in the Canadian regional finite-element model. *Monthly Weather Review* 117, 1726–1750.
- Berg P, Döscher R and Koenigk T (2013) Impacts of using spectral nudging on regional climate model RCA4 simulations of the Arctic. *Geoscientific Model Development* 6, 849–859. doi: 10.5194/gmd-6-849-2013
- Biner S, Caya D, Laprise R and Spacek L (2000) Nesting of RCMs by imposing large scales. Research activities in Atmospheric and Oceanic Modelling, *WMO Technical Document* 987, Report 30, 7.3–7.4.
- Boé J, Hall A and Qu X (2009) Current GCMs unrealistic negative feedback in the Arctic. *Journal of Climate* 22, 4682–4695. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2009JCLI2885.1>
- Bony S, Colman R, Kattsov V.M, Allan R.P, Bretherton C.S, Dufresne J.L, Hall A, Hallegatte S, Holland M.M, Ingram W, Randall D.A, Soden B.J, Tselioudis G and Webb M.J (2006) How well do we understand and evaluate climate change feedback processes? *Journal of Climate* 19, 3445–3482. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3819.1>
- Bruyère C.L, Done J.M, Holland G.J and Fredrick S (2014) Bias corrections of global models for regional climate simulations of high-impact weather. *Climate Dynamics* 43, 1847–1856. doi: 10.1007/s00382-013-2011-6
- Callaghan T.V, Johansson M, Key J, Prowse T, Ananicheva M and Klepikov A (2011) Feedbacks and interactions: from the Arctic cryosphere to the climate system. *Ambio* 40 (Suppl 1), 75–86. doi: 10.1007/s13280-011-0215-8



- Chan M.A and Comiso J.C (2011) Cloud features detected by MODIS but not by CLOUDSAT and CALIOP. *Geophysical Research Letters* 38, L24813. doi: 10.1029/2011GL050063.
- Chapman W.L and Walsh J.E (2007) Simulations of Arctic Temperature and Pressure by Global Coupled Models. *Journal of Climate* 20, 609–632. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI4026.1>
- Christensen J.H and Christensen O.B (2007) A summary of the PRUDENCE model projections of changes in European climate by the end of this century. *Climatic Change* 81, 7–30. doi: 10.1007/s10584-006-9210-7
- Cohen Judah, Screen J.A, Furtado J.C, Barlow M, Whittleston D, Coumou D, Francis J, Dethloff K, Entekhabi Dara, Overland J, Jones J (2014) Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather. *Nature Geoscience* 7, 627–637. doi: 10.1038/ngeo2234
- Corell R.W (2006) Challenges of climate change: an Arctic perspective. *Ambio* 35(4), 148–152
- Cory R.M, Crump B.C, Dobkowski J.A, Kling G.W (2013) Surface exposure to sunlight stimulates CO<sub>2</sub> release from permafrost soil carbon in the Arctic. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 110(9), 3429–3434. doi: 10.1073/pnas.1214104110
- Côté J, Gravel S, Méthot A, Patoine A, Roch M, Staniforth A (1998) The operational CMC-MRB global environmental multiscale (GEM) model. Part I: design considerations and formulation. *Monthly Weather Review* 126, 1373–1395.
- Curry J.A, Rossow W.B, Randall D and Schramm J.L (1996) Overview of Arctic cloud and radiation characteristics. *Journal of Climate* 9, 1731–1764.

- Curry J.A and Lynch A.H (2002) Comparing Arctic regional climate model. *EOS* 83(Issue 9), 85-94.
- Davies H.C (1976) A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 102, 405–418.
- Davy R and Esau I (2014) Global climate models bias in surface temperature trends and variability. *Environmental Research Letters* 9(11).
- Dee D.P, Uppala S.M, Simmons A.J, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S, Andrae U, Balmaseda M.A, Balsamo G and Bauer P (2011): The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137, 553-597. doi: 10.1002/qj.828
- Delage Y and Girard C (1992) Stability functions correct at the free convection limit and consistent for both the surface and Ekman layers. *Boundary-Layer Meteorology* 58, 19–31.
- Delage Y (1997) Parameterising sub-grid scale vertical transport in atmospheric models under statically stable conditions. *Boundary-Layer Meteorology* 82, 23–48.
- Déqué M, Alias A, Dubois C, Somot S (2014) *Some sources of bias in the Eurocordex historical runs*. 3rd International Lund Regional-Scale climate modelling workshop. Lund, Sweden. (<http://www.baltex-research.eu/RCM2014/index.html>)
- Dowdeswell J.A (2006) The Greenland ice sheet and global sea-level rise. *Science* 311, 963-964. doi: 10.1126/science.1124190
- Førland E.J, Benestad R, Hanssen-Bauer I, Haugen J.E, Skaugen T.E (2009) *Climate development in North Norway and the Svalbard region during 1900–*

2100.RAPPORTSERIE NR. 128, APRIL 2009, NORSK POLARINSTITUTT, POLARMILJØSENTERET, 9296 TROMSØ, [www.npolar.no](http://www.npolar.no)

Gilsan J.M, Gutowski Jr. W.J, Cassano J.J and Higgins M.E (2013) Effects of Spectral Nudging in WRF on Arctic Temperature and Precipitation Simulations. *Journal of Climate* 26, 3985-3999. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00318.1>

Harris I, Jones P.D, Osborn T.J, Lister D.H (2014) Updated high-resolution grids of monthly climatic observations – the CRU TS3.10 Dataset. *International Journal of Climatology* 34, 623–642. doi: 10.1002/joc.3711

Hawkins E and Sutton R (2009) The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions. *Bulletin of American Meteorological Society*. doi: 10.1175/2009BAMS2607.1

Hernández-Díaz L, Laprise R, Sushama L, Martynov A, Winger K, Dugas B (2013) Climate simulation over the CORDEX-Africa domain using the fifth-generation Canadian regional climate model (CRCM5). *Climate Dynamics* 40, 1415–1433. doi: 10.1007/s00382-012-1387-z

Hernández-Díaz L, Laprise R, Nikiéma O, Winger K (2016) 3-Step dynamical downscaling with empirical correction of sea-surface conditions: application to a CORDEX Africa simulation. *Climate Dynamics* 48, 2215–2233. doi: 10.1007/s00382-016-3201-9

Holland M.M and Bitz C.M (2003) Polar amplification of climate change in coupled models. *Climate Dynamics* 21, 221-232. doi: 10.1007/s00382-003-0332-6

IPCC, 2013: Climate Change 2013: *The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge

University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

Kain S and Fritsch J.M (1990) A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *Journal of the Atmospheric Sciences* 47, 2784–2802.

Kattsov V.M, Ryabinin V.E, Overland J.E, Serreze M.C, Visbeck M, Walsh J.E, Meier W and Zhang X (2010) Arctic sea-ice change: a grand challenge of climate science. *Journal of Glaciology* 56(200), 1115–1121.

Katzfey J.J, McGregor J.L, Nguyen K and Thatcher M (2009) *Dynamical downscaling techniques: Impacts on regional climate change signals*, 18th World IMACS / MODSIM Congress, Cairns, Australia 2377–2383.

Katzfey J.J, Chattopadhyay M, McGregor J.L, Nguyen K and Thatcher M (2011) *The added value of dynamical downscaling*, 19th International Congress on Modelling and Simulation, Perth, Australia 2747–2753.

Keup-Thiel E, Göttel H and Jacob D (2006) Climate simulations for the Barents Sea Region, *Boreal Environment Research* 11(5), 329–339.

Kiilsholm S, Christensen J.H, Dethloff K and Rinke A (2003) Net accumulation of the Greenland ice sheet: High resolution modeling of climate changes. *Geophysical Research Letters* 30(9), 1485. doi: 10.1029/2002GL015742

Koenigk T, Berg P and Doscher R (2015) *Arctic climate change in an ensemble of regional CORDEX simulations*. Polar Research, [S.l.], ISSN 1751-8369. doi: <http://dx.doi.org/10.3402/polar.v34.24603>

- Kuo HL (1965) On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *Journal of the Atmospheric Sciences* 22, 40–63.
- Laprise R (1992) The Euler equation of motion with hydrostatic pressure as independent coordinate. *Monthly Weather Review* 120, 197–207.
- Laprise R, Hernández-Díaz L, Tete K, Sushama L, Šeparović L, Martynov A, Winger K and Valin M (2013) Climate projections over CORDEX Africa domain using the fifth-generation Canadian Regional Climate Model (CRCM5). *Climate Dynamics* 41, 3219–3246. doi: 10.1007/s00382-012-1651-2
- Li J and Barker HW (2005) A radiation algorithm with correlated-k distribution. Part I: local thermal equilibrium. *Journal of the Atmospheric Sciences* 62, 286–309.
- Linden P V and Mitchell J.F.B (eds) (2009) *ENSEMBLES: Climate Change and its Impacts: Summary of research and results from the ENSEMBLES project*. Met Office Hadley Centre, FitzRoy Road, Exeter EX1 3PB, UK . 160pp
- Liu J, Song M, Horton R.M and Hu Y (2015) Revisiting the potential of melt pond fraction as a predictor for the seasonal Arctic sea ice extent minimum. *Environmental Research Letters* 10(5). doi: 10.1088/1748-9326/10/5/054017
- Liu Y, Ackerman S.A, Maddux B.C, Key J.R and Frey R.A (2009) Errors in cloud detection over the Arctic using a satellite imager and implications for observing feedback mechanisms. *Journal of Climate* 23, 1894–1907. doi: 10.1175/2009JCLI3386.1
- Lucas-Picher P, Laprise R and Winger K (2016) Evidence of added value in North American regional climate model hindcast simulations using ever-increasing horizontal resolutions. *Climate Dynamics* 48, 2611–2633. doi: 10.1007/s00382-016-3227-z



- Lucas-Picher P, Somot S, Déqué M, Decharme B and Alias A (2013) Evaluation of the regional climate model ALADIN to simulate the climate over North America in the CORDEX framework. *Climate Dynamics* 41, 1117–1137. doi: 10.1007/s00382-012-1613-8
- MacDougall A.H, Avis C.A and Weaver A.J (2012) Significant contribution to climate warming from the permafrost carbon feedback. *Nature Geoscience* 5, 719–721. doi: 10.1038/ngeo1573
- Mallard M.S, Nolte C.G, Spero T.L, Bullock O.R, Alapaty K, Herwehe J.A, Gula J and Bowden J.H (2015) Technical challenges and solutions in representing lakes when using WRF in downscaling applications. *Geoscientific Model Development* 8, 1085–1096. doi: 10.5194/gmd-8-1085-2015
- Martynov A, Sushama L and Laprise R (2010) Simulation of temperate freezing lakes by one-dimensional lake models: performance assessment for interactive coupling with regional climate models. *Boreal Environment Research* 15, 143–164 (ISSN 1797-2469 online; ISSN 1239-6095 print, 2010)
- Martynov A, Sushama L, Laprise R, Winger K and Dugas B (2012) Interactive lakes in the Canadian regional climate model, version 5: the role of lakes in the regional climate of North America. *Tellus A* 64, 16226–16245. doi: 10.3402/tellusa.v64i0.16226
- Martynov A, Laprise R, Sushama L, Winger K, Šeparović L and Dugas B (2013) Reanalysis-driven climate simulation over CORDEX North America domain using the Canadian Regional Climate Model, version 5: model performance evaluation. *Climate Dynamics* 41, 2973–3005. doi: 10.1007/s00382-013-1778-9
- Masson V, Champeaux J-L, Chauvin F, Meriguet C and Lacaze R (2003) A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *Journal of Climate* 16, 1261–1282.

- McFarlane NA (1987) The effect of orographically excited gravitywave drag on the circulation of the lower stratosphere and troposphere. *Journal of the Atmospheric Sciences* 44, 1175–1800.
- Overland J, Hanna E, Hanssen-Bauer I, Kim S.J, Walsh J.E, Wang M and Bhatt U.S (2014) *Surface Air temperature*. Arctic Report Card: Update for (2014)
- Paquin, J.P and Sushama L (2014) On the Arctic near-surface permafrost and climate sensitivities to soil and snow model formulations in climate models. *Climate Dynamics*, 44 (1-2), 255-277.
- Pithan F and Mauritsen T (2014) Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models. *Nature Geoscience* 7, 181–184. doi: 10.1038/ngeo2071
- Przybylak R (2003) *The climate of the Arctic*. Boston, MA: Kluwer Academic Publishers.
- Rahmstorf S, Box J.E, Feulner G, Mann M.E, Robinson A, Rutherford S and Schaffernicht E.J (2015) Exceptional twentieth-century slowdown in Atlantic Ocean overturning circulation. *Nature climate change* 5(5), 475-480. ISSN 1758-678X
- Ramsayer K (2014) *Antarctic sea ice reaches new record maximum*. <http://climate.nasa.gov/news/2169/antarctic-sea-ice-reaches-new-record-maximum/>
- Richter I (2015) Climate model biases in the eastern tropical oceans: causes, impacts and ways forward. *WIREs Clim Change*. doi: 10.1002/wcc.338

- Richter-Menge J, Overland J.E and Mathis J.T (2016) *Arctic Report Card*.  
<http://www.arctic.noaa.gov/Report-Card>
- Rinke A and Dethloff K (2000) On the sensitivity of a regional Arctic climate model to initial and boundary conditions. *Climate Research* 14, 101–113.
- Rinke A, Marbaix P and Dethloff K (2004) Internal variability in Arctic regional climate simulations: Case study for the SHEBA year. *Climate Research* 27, 197–209.
- Rinke A, Dethloff K, Cassano J.J, Christensen J.H, Curry J.A, Du P, Girard E, Haugen J.E, Jacob D, Jones C.G, Koltzow M, Laprise A, Lynch A.H, Pfeifer S, Serreze M.C, Shaw M.J, Tjernstorm M, Wyser K and Zagar M (2006) Evaluation of an ensemble of Arctic regional climate models: spatiotemporal fields during the SHEBA year. *Climate Dynamics* 26, 459–472. doi: 10.1007/s00382-005-0095-3
- Rinke A and Dethloff K (2008) Simulated circum-Arctic climate changes by the end of the 21st century. *Global and Planetary Change* 62, 173–186.
- Rinke A, Matthes H, Christensen J.H, Kuhry P, Romanovsky V.E and Dethloff K (2012) Arctic RCM simulations of temperature and precipitation derived indices relevant to future frozen ground conditions. *Global and Planetary Change* 80–81, 136–148.
- Schuur E.A.G, McGuire A.D, Schädel C, Grosse G, Harden J.W, Hayes D.J, Hugelius G, Koven C.D, Kuhry P, Lawrence D.M, Natali S.M, Olefeldt D, Romanovsky V.E, Schaefer K, Turetsky M.R, Treat C.C and Vonk J.E (2015) Climate change and the permafrost carbon feedback. *Nature* 520, 171–179. doi: 10.1038/nature14338
- Sellers P, Rienecker M, Frohking S and Randall D (2012) *Earth system modeling and field experiments in the Arctic-Boreal zone*. NASA Workshop Report.

- Šeparović L, Alexandru A, Laprise R, Martynov A, Sushama L, Winger K and Tete Kossivi (2013) Present climate and climate change over North America as simulated by the fifth-generation Canadian regional climate model. *Climate Dynamics* 41, 3167-3201. doi: 10.1007/s00382-013-1737-5
- Serrez M.C and Barry R.G (2005) *The Arctic climate system*. Published in the United States of America by Cambridge University Press, New York.
- Serrez M.C and Francis J.A (2006) The Arctic amplification debate. *Climatic Change* 76, 241. doi: 10.1007/s10584-005-9017-y
- Steiner N, Azetsu-Scott K, Galbraith P, Hamilton J, Hedges K, Hu X, Janjua M.Y, Lambert N, Larouche P, Lavoie D, Loder J, Melling H, Merzouk A, Myers P, Perrie W, Peterson I, Pettipas R, Scarratt M, Sou T, Starr M, Tallmann R.F and van der Baaren A (2013) *Climate change assessment in the Arctic Basin Part 1: Trends and projections - A contribution to the Aquatic Climate Change Adaptation Services Program*. Can. Tech. Rep. Fish. Aquat. Sci. 3042: xv + 163 pp
- Stendel M, Christensen J.H and Petersen D (2008) Arctic Climate and Climate Change with a Focus on Greenland. *Advances in Ecological Research* 40, 13-43. doi: 10.1016/s0065-2504(07)00002-5
- Sundqvist H, Berge E and Kristjansson J.E (1989) Condensation and cloud parameterization studies with a mesoscale numerical weather prediction model. *Monthly Weather Review* 117, 1641-1657.
- Vaughan D.G, Comiso J.C, Allison I, Carrasco J, Kaser G, Kwok R, Mote P, Murray T, Paul F, Ren J, Rignot E, Solomina O, Steffen K and Zhang T (2013): *Observations: Cryosphere*. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

- Verseghy L.D (2000) The Canadian land surface scheme (CLASS): its history and future. *Atmosphere-Ocean* 38, 1–13.
- Verseghy L.D (2008) *The Canadian land surface scheme: technical documentation—version 3.4*. Climate Research Division, Science and Technology Branch, Environment Canada.
- Vihma T, Kilpelainen T, Manninen M, Sjoblom A, Jakobson E, Palo T, Jaagus J and Maturilli M (2011) Characteristics of temperature and humidity inversions and low-level jets over Svalbard Fjords in spring. *Advances in Meteorology* Volume 2011, Article ID 486807, 14 pages. doi: <http://dx.doi.org/10.1155/2011/486807>
- von Storch H, Langenberg H and Feser F (2000) A Spectral Nudging Technique for Dynamical Downscaling Purposes. *Monthly Weather Review* 128, 3663–3673. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(2000\)128<3664:ASNTFD>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(2000)128<3664:ASNTFD>2.0.CO;2)
- Wang C, Zhang L, Lee S.K, Wu L and Mechoso C.R (2014) A global perspective on CMIP5 climate model biases. *Nature Climate Change* 4, 201–205. doi: [10.1038/nclimate2118](http://dx.doi.org/10.1038/nclimate2118)
- Willmott C.J and Matsuura K (1995) Smart interpolation of annually averaged air temperature in the United States. *Meteorological Applications* 34, 2577–2586.
- Xu Z and Yang Z.L (2012) An improved dynamical downscaling method with GCM bias corrections and its validation with 30 years of climate simulation. *Journal of Climate* 25, 6271–6286. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00005.1>
- Yeh K-S, Côté J, Gravel S, Méthot A, Patoine A, Roch M and Staniforth A (2002) The CMC–MRB global environmental multiscale (GEM) model. Part III: nonhydrostatic formulation. *Monthly Weather Review* 130, 339–356.



Yu M and Wang G (2014) Impacts of bias correction of lateral boundary conditions on regional climate projections in West Africa. *Climate Dynamics* 42, 2521-2538. doi: 10.1007/s00382-013-1853-2

Zadra A, Roch M, Laroche S and Charron M (2003) The subgrid-scale orographic blocking parametrization of the GEM Model. *Atmosphere-Ocean* 41, 155-170.

Zadra A, McTaggart-Cowan R and Roch M (2012) *Recent changes to the orographic blocking*. Seminar presentation, RPN, Dorval, Canada, 30 March 2012. 30/Seminar\_2012-03-30\_Ayrton-Zadra.pdf. Accessed 19 July 2012

Zhang J, Krieger J, Bhatt U, Lu C and Zhang X (2013) *Alaskan Regional Climate Changes in Dynamically Downscaled CMIP5 Simulations*. Proceedings of the 2013 National Conference on Advances in Environmental Science and Technology. doi: 10.1007/978-3-319-19923-8

<https://www.nasa.gov/>

<http://nsidc.org/>

<http://www.athropolis.com/graphics/arcticmap4-new.gif>

<http://www.jeanlouisetienne.com/poleairship/images/encyclo/imprimer/11.htm>

<http://www.grida.no/prog/polar/bsc/bsc3.htm>

<https://nsidc.org/cryosphere/frozensground/methane.html>

<http://www.smhi.se/arcticclim/scientific-results-and-faqs/questions-and-answers/frequently-asked-questions/what-causes-temperature-inversions-over-arctic-1.9700>

<http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/abrupt/story2.html>